Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Groß-Arl- und Gasteiner Tal

Von

M. Stark

(Mit 2 Tafeln)

(Vorgelegt in der Sitzung am 8. Februar 1940)

Einleitung.

Eine der wichtigsten Fragen, die sich bei der Erforschung metamorpher Gesteine ergibt, ist die nach dem Ursprungsmaterial.

In den Hohen Tauern sind nicht wenige Felsarten der sogenannten Schieferhülle derart hochgradig dynamometamorph bei weitgehender Umkrystallisation, daß deren ehemalige Natur nicht oder nur schwer einwandfrei erschlossen werden kann, dies auch deswegen, weil manche Beobachtungen und Schlußfolgerungen daraus zu mehrfacher Deutung führen können; in solchen Fällen vermag mitunter die Beibringung des einen oder anderen — scheinbar untergeordneten — Details zur richtigen Erkenntnis der ursprünglichen Gesteinsnatur leiten; daher ist oft gerade hier sorgfältige Gesteinsbeschreibung wünschenswert.

Vor mehr als 30 Jahren (7, 8) war so dem Verfasser beim Studium der Tauerngesteine aufgefallen, daß mitunter in tektonisch hochgradig verwalzten Gesteinskomplexen, z. B. nahe dem Überschiebungsbereich des Radstädter Mesozoikums im Gastein- und Arltal, partiell Strukturen von ehemaligen Diabasen (Ophitstruktur von Augit und Plagioklas) vorzüglich erhalten geblieben sind, von Kataklase und Verwalzung ziemlich verschont, obwohl Augit in Hornblende, Labrador in Albit usw. Ilmenit in Titanit umgestanden sein konnte, oder es konnten in Geröllen von Granit oder Diorit die ehemaligen Plagiaklasformen erhalten geblieben sein, ebenso in Porphyroiden, demnach die An-komponente herausgelöst.

Für solche Eigentümlichkeiten sind zahlreiche Beobachtungen in (5) enthalten.

Anderseits war dem Verfasser aus eigenen Studien gut bekannt, daß, wie in einer Arbeit über die Granite des Kaiser-

waldes und ihre Kontaktprodukte ausgeführt wurde (10), Gesteine weitgehend dynamometamorph verändert sein können, über diese dann aber eine spätere Umkrystallisation sich entfalten kann, z. B. Kontaktmetamorphose oder Regionalmetamorphose. Mehrfache Metamorphosen wurden auch vielfach in Böhmerwaldgesteinen festgelegt, so sehr häufig Dynamometamorphose, dann Kontakt- oder Regionalmetamorphose, hierauf abermals Dynamometamorphose (12, 13).

Diese Dinge wurden in der in Rede stehenden Arbeit über den Kaiserwald um so leichter verstanden und geklärt, da sie sich auch gleichzeitig mit den mehr weniger intensiven, mitunter sehr hochgradigen Umwandlungsvorgängen befaßte, die in merkwürdig mannigfaltigem Wechselspiel infolge Zinnsteinpneumatolyse über granitische Gesteine gebreitet wurden.

Mit mehr mechanischer (dynamometamorpher) Gesteinsumwandlung und erst nachher erfolgender eigentlich intensiver Umkrystallisation haben sich auch B. Sanders Arbeiten beschäftigt (17), später nebst manchen anderen solche von P. Cornelius, R. Staub.

In allen solchen Fällen entsteht die interessante Frage, wie die Wirkungen der einzelnen metamorphosierenden Vorgänge zu trennen sind und wie das eine oder andere Merkmal für die Geschichte des Gesteins verwertet werden kann. Zahlreiche solche Details sind in (5) angegeben worden, insbesondere konnte neben intensivster Dynamometamorphose statische Metamorphose unterschieden werden und da wieder mitunter selbständige Stadien in dem Werden dieser Schiefer. Inwieweit analoge solche Merkmale auch für andere ehemalige Eruptiva aus dem Gebiet der Klammkalk-Radstädter Mesozoikumdecken beigebracht werden können, soll die folgende Studie zeigen, dieselbe soll in erster Linie ehemalige Quarz- und Feldspatporphyre behandeln und im Anschluß daran einige Gerölle von ehemaligen Eruptivgesteinen.

Wie der Begriff Grünschiefer[1] Ortho- und Paragesteine umfaßt und aus den Orthogesteinen über Tuffe und Tuffite zu den Paragesteinen langt, so gilt gleiches auch für die Porphyroide.

Wie so gern bei krystallinen Schiefern, erhebt sich also auch hier sehr oft die Frage, wieviel von dem jetzigen Mineralbestand

---

[1] Der Begriff Prasinit ist sinn- und sprachgemäß ebenso gebildet wie der in der deutschen Literatur verbreitete Name Grünschiefer und ist begrifflich (auch dem Umfange nach) nichtviel schärfer präzisiert.

noch mit der alten Struktur erhalten, wieviel neugebildet ist. Das gilt z. B. besonders für die Grundmasse (das Grundgewebe) der Porphyroidgesteine.

Es ist in dieser Studie ebenso wie in der Arbeit über die Grünschiefer (5) Gewicht darauf gelegt, die Struktur in ihren Wesenscharakteren zu erfassen und — wenn nicht einwandfrei zutreffend — Ausdrücke, wie granoblastisch, klastoporphyrisch und porphyroblastisch zu vermeiden, denn diese Begriffe sind im Laufe der vergangenen Jahre, wie der Verfasser öfters bemerkt hat, von manchem Petrographen in durchaus nicht zutreffender Form, manchmal sogar in ganz irriger Weise verwendet worden.

So sind beispielsweise gelegentlich ehemalige porphyrische oder porphyrartige Einsprenglinge (mitunter auch solche, die die Orientierung ihres Krystallgitters bewahrt haben bei Auslösung eines Bestandteiles und Ersatzes durch einen anderen) als Porphyroblasten bezeichnet worden, was diesem Begriff keineswegs entspricht. Analoge Überlegungen gelten aber auch für die ehemalige Grundmasse eines Porphyroids und sein jetziges Grundgewebe, denn hier ist nicht immer die große Mineralvarianz des Schiefers gegenüber der Grundmasse des Ausgangsgesteins zu erwarten, wie etwa bei einem porphyrischen Diabas.

Porphyroide, deren Lagerungsbeziehungen.

Porphyroide erscheinen in kompakten Gesteinskörpern im Großarltal Ost und West der Ache beim Rosenstein (nördlich Großarl) und nahe dort beim Aubauer, weiters westlich davon in der Nachbarschaft des Ahnsteins.

Ein kompakter Gesteinskörper mit Streichen nahe OW zieht weithin im Gasteintal nördlich von Mairhofen (Dorfgastein). Doch auch in diesen Vorkommnissen ist Verflößung und Verfaltung mit Paraschiefern allgemein. [Siehe hiezu die Kartenskizze in (5)].

Auch anderwärts (in der Kartenskizze nicht verzeichnet) ist manches Porphyroidband den sedimentären Phylliten und Sericitquarziten, die im Bereiche der Klammkalke und des Radstädter Mesozoikums gehen, eingeschaltet; sie entziehen sich infolge völliger Auswalzung, Verflößung mit Paraschiefern und damit Anähnlichung an Sedimentschichten der Diagnostizierung im Felde. (Siehe hiezu 4, 6, 15.)

Die eben erwähnten Bereiche liegen, wie die Profilskizze im vorläufigen Bericht (4) zeigt, wie auch die Kartenskizze der Studie (5), in der tektonischen (durch Verfaltung und Über-

schiebungen verflößten) Mischungszone der Klammkalke, der Radstädter Serie und in den damit gehenden Sericitphylliten (sowohl den näher an die Klammkalke geknüpften wie auch den enger an die typischen Radstädter Kalke und Dolomite) und endlich den Arler Kalkphylliten, unter denen verstanden wurden und werden die gern etwas Carbonat (wenn auch keineswegs immer) führenden und meist grauen bis schwarzen Phyllite, die morphologisch und auch in der vegetativen Bedeckung im Gebirgsbild ganz besonders im Bereich auffallen: S.-Hang des Unterlaufes des Ellmaubachs, nahe um besonders S-Großarl, dann S-Unterberggraben über Arltörl gegen Dorfgastein und im S bis gegen Harrbach im Gasteiner Tal und Harrbach im Großarltal; jeweils ziehen · sie weiter nach W und auch nach O. Doch auch in diesem, meist dunklen Phyllitkomplex fehlen neben grauen Kalkbändern hellkalkige Einspießungen oder helle Kalk- oder Sericitphyllite keineswegs, wie dies z. B. gleich südlich Großarl (etwa ³⁄₄ *km* vom Ort) in den Schieferwänden des O-Abhanges sichtbar wird, oder in einem lichten Phyllitzug, der geht vom O her über Leitreiting auf die W-Seite des Arltales nahe Gewolf, dann südlich Kreuz-K. und südlich Schödereck.

Die dunklen Arler Kalkphyllite werden aber auch sichtbar weiter nördlich der Haupteinspießung der Radstädter Decke (Saukar-Kg.—Schuhflicker), wie Profil und Kartenskizze zeigt.

Diese Zone meist schwarzer Schiefer findet sich auch weiter im W in der Fuscher Schieferhülle, z. B. nahe Bad Fusch, die nach P. Cornelius und E. Clar (14) und E. Braumüller (6, p. 44) eine tektonische Mischzone ist (siehe übrigens auch 4, p. 14 [208]), weswegen nach dem klareren und einheitlicheren Auftreten dieser Schiefermassen im Großarl- und Gasteintal der vor drei Jahrzehnten gegebene Name „Arler Kalkphyllit" beibehalten ist, „Kalkphyllit" deswegen, weil dieser Komplex als unterschiedlich kartierbar war gegenüber den ganz allgemein viel kalk-ärmeren bis -freien Sericitphyllitkomplexen (diese viel öfters auch kohleärmer bis ganz hell) im Bereiche der Klammkalke (öfters mit Konglomerathorizonten) und des Radstädter Mesozoikums sonst.

Eine Änderung des Namens Arler Kalkphyllit wird erst dann zweckmäßig und berechtigt sein, wenn durch paläontologische Klarstellungen oder stratigraphisch einwandfreie Parallelisierungen die seit langem erwünschte Sicherstellung dieses charakteristischen, auch mit der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie wie mit der Radstädter Serie verfalteten und verschuppten Schieferkomplexes gegeben ist. Auch deswegen wird dieser Name noch

beibehalten, weil zum erstenmal in dem „Vorläufigen Bericht über ... Schieferhüllen des Zentralgneises" (4, p. 14 [208]) eigens und ausführlich hingewiesen worden ist, daß der gleiche, schwarze dünnblättrige Kalkphyllit, als landschaftliches und petrographisches Ebenbild, auf der S-Seite der Sonnblickgneismasse, südlich der Roten Wand-Gneisdecke in der Melnikwand auftritt und als Fortsetzung auch im Glocknergebiet (Pfortscharte) in die Augen springt. (Siehe hiezu auch 16.) Damals ist dieser Horizont schon als wichtiger Gleit- und Leithorizont bezeichnet worden, analog den Riffelschiefern (4, p. 3 [197]).

In diesen typischen Arler Kalkphylliten und der in ihnen (z. B. in der farbenbunten, sehenswerten gewaltigen Grünschiefer-[Serpentin] Kalkglimmerschieferwand von Hüttschlag) stirnenden Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie finden sich (wenn nicht etwa versteckt in manchen als Quarzite oder Muskovitgneise kartierten hellen Schiefern) sichere Porphyroide nicht.

Hinsichtlich der Frage des Alters der Porphyroide nimmt der Verfasser an, daß sie stratigraphisch unter den hellen (als Perm aufgefaßten) Quarziten (gern mit Quarzgeröllen, deren manche zart rötliche Farbe haben) liegen, welche ziemlich regelmäßig mit den mesozoischen Radstädter Dolomiten und Kalken gehen. Die Porphyroide werden also als paläozoisch aufgefaßt; dies soll aber nicht besagen, daß die mit den Klammkalkzügen gehenden kalkarmen Sericitphyllitzonen (z. B. südlich am Lerchenwandkalkzug oder südlich der Hasek-Höllwand-Kalkzüge) altersverschieden sein müßten gegenüber Sericitphyllitkomplexen im Kamm Großarl—Kleinarltal (Benk K.—Kitzstein); es handelt sich hiebei mehr um Deckenselbständigkeiten, wie dies seit vielen Jahren der Verfasser und F. Trauth übereinstimmend gemeint haben (siehe hiezu 4, p. 21 [215] oben), ferner (1).

Von ganz besonderem Interesse sind die Ergebnisse der vorliegenden Studie, die schon lange zum allergrößten Teil druckfertig geschrieben vorlag, aber infolge der politischen Ereignisse in Prag nicht zum Abschluß gebracht werden konnte, bevor also noch die umfassende und an Feststellungen sehr reiche Aufnahmsarbeit E. Braumüllers über die westlichen Tauerntäler in die Hände des Verfassers gelangte, mit dessen petrographischen Untersuchungsresultaten an den Gesteinen (besonders) seiner Zone der Sandsteine, Kalke und Breccien (6, p. 44). In Braumüller sind auch die Arbeiten P. Cornelius' zitiert, A. Hottingers u. a.

Die Ergebnisse seiner Arbeit, soweit sie allgemein theoretische Fragen, besonders petrographische Gesetzmäßigkeiten

betreffen, aber auch in der tektonischen Gesamtauffassung, z. B. der komplizierten Verfaltung der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie, der Verfaltung mit den Arler Kalkphylliten (zum Teil Fuscher Phyllite), der Beziehung der Riffelschiefer zum eben erwähnten Phyllitkomplex (siehe hiezu auch 4, p. 26 und die hindeutenden Bemerkungen über die Schieferkomplexe p. 31 [225]) decken sich weitgehend mit den seinerzeitigen gewonnenen Aufnahmseinsichten und den petrogenetischen Klarlegungen des Verfassers im Großarl- und Gasteintal wie im S-Flügel der Hohen Tauern. Hiebei muß im Auge behalten werden, daß die seinerzeit von der Akademie der Wissenschaften Wien inaugurierte gemeinsame Arbeit F. Becke und V. Uhlig, zusammen mit L. Kober, W. Schmidt, F. Seemann, M. Stark, F. Trauth, nicht die Aufgabe einer Detailaufnahme hatte, sondern sie sollte eine Übersicht über die Verbreitung und Lage der wichtigsten Gesteine geben und vor allem einen Einblick in die in diesem Gebiet damals deckentheoretisch ganz ungeklärten Verhältnisse schaffen.

Man kann sagen, daß die Ergebnisse dieser gemeinsamen Arbeit heute grundlegendes Allgemeingut geologischer Forschung in den östlichen Hohen Tauern geworden sind.

Nach Fertigschreibung der vorliegenden Studie konnte auch noch Einsicht genommen werden in das umfassende und inhaltsreiche Werk H. P. Cornelius und E. Clar (18), das in sehr eingehender Weise die Gesteine der Glocknergruppe und seiner weiteren Umgebung behandelt. Mit den studierten Grünschiefern des Großarl- und Gasteintals finden sich manche Analogien, doch auch Unterschiede; Porphyroide werden p. 215 behandelt. (Siehe Anmerkung bei Gestein 17.)

Einzelvorkommnisse.

1. Orthoklas-Quarz-Porphyroid.

Nahe vom Bereich des Klammkalkes stammt ein Porphyroid, der die typische ehemalige Massengesteinsstruktur (Quarzporphyr) noch gut bewahrt hat.

Das Gestein ist zwar sehr deutlich schiefrig, dennoch dabei typisch porphyrisch (siehe hiezu Fig. 1) durch zahlreiche Einsprenglinge (Einsprengling = E.) von Quarz (bis 1 *mm*) und Kalifeldspat (bis 2 *mm*), die mitunter ihre krystallographische Umgrenzung (siehe hiezu Fig. 2) trotz beträchtlicher Dynamometamorphose kaum geändert zeigen, nur hin und wieder wurden sie zerbrochen, ihre Bruchstücke mäßig voneinander geschoben,

wobei nur ganz untergeordnet und gelegentlich schwache Mörtelstruktur sich entwickelte; es liegt also knotig flasrige Schiefertextur (Augenstruktur) vor.

Allgemein ist, wie auch sonst oft beobachtet, die Widerstandsfähigkeit gegenüber Zertrümmerung bei den Feldspateinsprenglingen größer als bei den Quarzeinsprenglingen (Gitterbau gemäß der Spaltbarkeit bei ersteren elastischer). In manchem Feldspateinsprengling entstanden Risse, z. B. in einem solchen parallel der Spaltbarkeit, die schräg zur Schieferungsebene (Schieferungsebene = Sch.-E.) lag: in den Rissen siedelt vornehmlich sekretionärer Quarz, ähnlich so auch in Gesteinsklüften quer zur Streckung (Streckung = Sk.); dabei ist eine bevorzugte Stellung von ω und ε zur Wandung oder parallel der Sch.-E. nicht zu bemerken.

Manche Quarz-E. sind tektonisch kaum berührt und zeigen gelegentlich die Dihexaederform, mitunter erkennt man auch die bei Quarzporphyren und Lipariten so häufigen gerundeten Ausbuchtungen, Folgen magmatischer Korrosion. Die Quarz-E. löschen nur selten einheitlich aus, häufiger undulös infolge schwacher Kataklase, man merkt Ansatz zur Scherbchenbildung nach c, seltener ist die Zerscherbung kräftiger, die Teilelemente sind dann aneinander fortgeschoben; dabei ist die Verbiegung der Quarzanteile (undulöse Auslöschung) nicht durch spätere (posttektonische) Umsetzung ausgeheilt worden. Randlich ist an den E. bisweilen feine Böhm'sche Streifung (siehe hiezu E. in Fig. 1) bemerkbar. Sk.-Höfe am Quarz sind gelegentlich mäßig angedeutet, darin ist dann Quarz gern in Stengeln gewachsen, und zwar in paralleler Orientierung zu den E. fortgewachsen, also nicht nach der Trenerschen Regel in Abhängigkeit von der Sch.-E.

Die Orthoklas-E. sind randlich weniger abgesplittert als Quarz, sie können anteilweise zu Mikroklin werden; im ganzen sind sie meist trüb (fein gepunktet), wie sonst gern Orthoklas in Graniten usw.; oft zeigen sie grübeliges Aussehen als Folge feinster Albitausscheidung bei starker Vergrößerung (starke Vergrößerung = st. V.), mitunter kommt es zu gut unterscheidbarer Schachbrettalbitbildung, wenn auch die Partikeln klein sind; diese zeigen bei Verzwilligung nach Ab-Gesetz $\perp a$ 15°, ein andermal 18° bei opt. + Char.

Der Orthoklas ist (—) bei großem 2 V, doch kann diese Beobachtung gestört werden durch feinste, kaum wahrnehmbare Albitpartikeln und es erscheint dann in der 45°-Stellung beim Schnitt senkrecht zur optischen Achse der Balken geradlinig. Die Ränder der Orthoklasindividuen sind öfters noch als ehemalige äußerste

magmatische Schalen gut kenntlich, indem sie klarer sind als der Kern, dessen feine Einschlüsse geradlinig an dieser äußersten Schale absetzen. Die Schale langt zackig in die Grundmasse des Gesteins. Mitunter kann man, wie dies bei Effusivgesteins-E. so oft zu sehen ist, vor dieser äußersten Randschale eine schmale Zone beobachten, die infolge zahlreicher Einschlüsse (dem Zeitpunkt des Effusionsaktes entsprechend) noch deutlicher getrübt erscheint als der Kern. In einem Schnitt gut $\perp \gamma$ gibt die klare Außenschale 6° Auslöschung. Im Kern der Orthoklase war also ursprünglich Na-haltiger Orthoklas gegenüber dem reinen Kalifeldspat der Schale.

Das Gestein ist als Eruptivum von recht saurem Charakter (viel SiO_2); also ist gemäß dem Feldspat- (Orthoklas mit Albit) Quarz-Eutektikum die Krystallisation von Quarz sehr früh erfolgt; man trifft daher sehr oft Quarzkörner (primär) schon im Kern der Orthoklas-E. (siehe hiezu Fig. 2), analog wie in Lipariten, Graniten usw. mit hohem SiO_2-Gehalt.

CaNa-Feldspat-E. wurden nicht beobachtet; die in den Kalifeldspat-E. sitzenden Albitpartikeln sind wohl durchaus spätere Bildungen (zum Teil Entmischungen).

Im Dünnschliff findet sich eine ausgezeichnet erhaltene Gruppe von schriftgranitischem Orthoklas, und zwar so, daß im konsistenten Kern noch ein Karlsbader Zwilling mit seinen zwei Individuen vorliegt, die beide mikropegmatitisch fortwachsen, wobei die eine Gruppenhälfte des Mikropegmatites parallel orientiert ist zum einen, die andere zum zweiten Individuum. Die Zwillingsgrenze ist scharf, das eine Individuum ist senkrecht zur Achsenebene getroffen; randlich ist der Mikropegmatitorthoklas anteilweise zu Mikroklin gewandelt (siehe hiezu Fig. 3).

Zirkon in bis $^1/_{10}$ *mm* großen E. ist nur vereinzelt.

Einwandfreier ehemaliger Biotit konnte nicht nachgewiesen werden; denn die Bewegungsflächen parallelziehender Sericitflasern und -flatschen sind zwar manchmal weithin einheitlich parallel orientiert, jedoch nicht kompakt, sondern skelettartig und mit Quarz durchwachsen; dabei sind sie nicht von dem Charakter der im Kaiserwald (10) in Kontaktschiefern aus Biotit hervorgegangenen Quarz-Muskovit-Pseudomorphosen. Die Glimmerflasern ummanteln besonders gern Feldspat-E., auf deren Kosten sie zum Teil hervorgingen, sie setzen parallel der Sch.-E. ein Stück weiter fort. Sind Sk-Höfe an den Feldspaten entwickelt, so überwiegt in ihnen weitaus Quarzgekörnle ohne bestimmte Orientierung neben Sericit, der vornehmlich mit 001 parallel der

Sch.-E. liegt; die im Feldspat-E. (also im geschützten Raum) gebildeten Sericitflitter sind meist ohne bestimmte Orientierung.

Die Grundmasse besteht analog dem primären Aufbau vornehmlich aus körnigem Quarz, Orthoklas, zurücktretend Albit bei reichlich neugebildetem Sericit; krystalloblastische Struktur setzt zum Teil also schon ein. So sind auch die Quarzkörnchen allgemein etwas gedehnt (siehe hiezu 12, p. 47) nach der Sch.-E. Während in den Bewegungsflächen des Gesteins, auch in Sk.-Höfen die Dimensionen der Quarzkörnchen oft $^1/_{10}$ bis $^1/_5$ *mm* betragen, sind sie viel kleiner im vielfach erst mit st. V. auflösbaren Gesteinsgrundgewebe, das der — offenbar nur zum kleineren Teil — umkrystallisierten Grundmasse des Eruptivums entspricht. Analoges gilt für Orthoklas und Sericit; letzterer wurde beim Entstehen durch die Bewegungsvorgänge parallel der Sch.-E. gelegt.

Im Gestein ist Krystallisation vom Anfang her und aus dem ganzen Zeitbereich der tektonischen Beanspruchung bewahrt (vom Verbiegen und Zerreißen der E., Kataklase usw. her). Zwar liegt noch unverkennbar zum größeren Teil die ursprüngliche magmatische (prätektonische) Krystallisation erhalten vor, doch erkennt man auch Krystallisation während der tektonischen Vorgänge an der E.-Absplitterung, Krystallansetzung usw., besonders aber, wie dies die Entmischung des Ab-haltigen Kalifeldspates lehrt und die meist sehr einheitlich auslöschenden Sericitschuppen und -skelette nicht unbeträchtliche nachtektonische Krystallisation.

2. Albit-, Orthoklas-, Quarz-Porphyroid.

Von Rosenstein stammt ein deutlich geschieferter, knotigflasriger Porphyroid, ausgesprochen porphyrisch durch zahlreiche E. von Orthoklas (bis 1½ *mm*), spärlichere E. von Quarz (selten bis 1 *mm*) und einzelne E. von Albit (unter 1 *mm*).

Orthoklas nur nahe // 010...8°, opt. —, durch Albitausscheidung grübelig aussehend, sonst Albit auch in deutlicheren Partikelchen ausgeschieden; bei Orthoklas Karlsbader Verzwilligung nachweisbar.

Plagioklas: Ab- und Pe-Gesetz polysynthetisch, Schnitt nahe // 010 deutlich +, A.-E. mit 001. .18°; Schnitt stark schief zu α.. A.-E. mit Trace M ... 73°, was alles auf Albit weist.

In den Feldspaten sind nicht selten feinste, punkt- bis strichförmige Interpositionen, gern paralell *M* geordnet, manche davon waren Fe-haltig, sie verraten sich durch limonitische Restprodukte; solche finden sich auch im Grundgewebe.

Die Quarz-E. sind hier viel stärker kataklastisch, bisweilen sind sie zu Mosaik zerlegt; dies führt aber nicht zu einer einheitlichen Orientierung in bezug auf die Schieferung; dagegen richten sich die stengligen Fortwachsungen an den Quarz-E. nach der Orientierung der E.

Zirkon in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Kryställchen ist selten, in kleinen Körnchen nicht selten. Mit Zirkon geht gelegentlich Fe-Erz, das umgewandelt ist zu allerfeinsten punkt- bis stäbchenförmigen Rutil, ebenso auch zu allerwinzigsten Ilmenitflittern; auch Apatit scheint mitbeteiligt gewesen zu sein. Ob Biotit da war, ist nicht einwandfrei erwiesen. Allenthalben aber umfließen Sericitflatschen die Feldspat-E., so daß die Tendenz, um die Feldspate Sericitschüppchen als Gleitmaterial zu entwickeln, manchen Feldspat in Sericit wie eingebettet erscheinen läßt; dabei ist mitunter Sericit auf weiterhin parallel orientiert gemäß Doppelbrechung und Auslöschung. Doch zeigt mancher E. von Feldspat stellenweise auch noch die primäre Grenzbeziehung zur sehr feinstruierten Grundmasse, mitunter ist solche zwischen zwei in der Sch.-E. liegenden E.

Längs Zerreißungsflächen in Sk.-Höfen sind die neugebildeten Quarzkörnchen $^1/_5$ bis $^1/_{10}$ *mm*, daneben ist reichlich Sericit; Feldspat tritt da zurück. Sonst ist im Grundgewebe, das der ehemals sehr feinstruierten (vielleicht zum Teil glasigen) Grundmasse entspricht, die Korngröße von Feldspat und Quarz sehr gering, nur 0·02 bis 0·01 *mm*, beide Gemengteile sind gern nach der Sch.-E. gedehnt. Ein Teil des ehemaligen Kalifeldspats und Albits der Grundmasse aber wurde (gerne.nahe Bewegungsflächen) zu Sericit umgewandelt.

Das Grundgewebe zeigt oft scheinbar parallel lagige Textur durch einmal fast dichte Quarzfeldspatmasse, dann wieder deutlicher körnigere solche Partien, einmal quarzreichere Schmitzen, dann wieder solche mit mehr Sericit; es handelt sich aber hier nicht um Lagen, sondern um dünnflatschige bis -linsige Grundmasseanteile, getrennt und durchzogen von reichlichen Bewegungszonen, nahe denen gerne Sericit herrscht, manchmal auch Quarz. In manchen Fällen kann diese verschiedene Struierung auch mitbedingt sein durch die bei sauren Effusiven so häufigen, fluidal schlierig differenten Magmenanteile.

Die kataklastischen oder verbogenen Quarz-E. sind hier posttektonisch nicht ausgeheilt. Schräg zur Sk. ziehende Klüftchen sind mit Quarz erfüllt. Streckungsflasergrenzen (Drucksuturen entsprechend) sind bei diesem wie beim vorangegangenen Gestein bisweilen sehr deutlich ausgeprägt.

3. Albit-Porphyroid (ehemals dacitisch).

Aus der Gegend von Rosenstein stammt deutlich schiefriger Porphyroid, der beträchtlich verdrücktem und zertrümmertem Effusivgestein entspricht.

Der ehemals porphyrische Charakter ist deutlich erhalten, doch tritt Orthoklas als E. völlig zurück, Quarz erscheint im Dünnschliff nur in einem bei ½ *mm* großen kataklastischen E.; dagegen sind reichlich da E. von Albit bis 2 *mm*: nahe $\perp a$ 17°, 18°; nahe $\perp \alpha$ 16°; opt. +, also Albit.

Ein 1½ *mm* großer E. ist nach Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingt, aber mehrfach zerrissen, und wiederholt sind die Rißflächen durch Albitmosaik (gleiche Brechungsexponenten) verheilt.

Auch sonst sind die Feldspat-E. nicht selten in mehrere Stücke zerrissen, die Zerreißungsräume durch Albit allein oder mit Albitquarzmosaik verheilt: diese Partien sind klar, während die Feldspate sonst durchsetzt sind mit feinsten trüben Interpositionen und mit einem feinst körnig schuppigen, regellos gelagerten Aggregat von Sericit (druckgeschützt); auch Calcitrhomboederchen treten auf; an manchen durch den Feldspat setzenden Quetschflächen ist jedoch Sericit parallel der Sch.-E. gelagert.

Die Feldspat-E. haben hier außen einen schmalen (zum Teil auch sekundären) klaren Albitrand, der sich mit dem Grundgewebe verzahnt, oder es erscheint da sekundär Sericit oder auch stellenweise ein Gemörtel von Feldspat und Quarz, aber auch ehemalige Grundmasse sitzt stellenweise wenig verändert daran.

Man erkennt im Dünnschliff (gegenüber den früher beschriebenen Gesteinen) noch einige wenige ehemalige Biotite, verbogen und knotig in Einzellinsen zerquetscht, ausgebleicht, doch noch schwach pleochroitisch in Bräunlich, fast 1-axig (—); selten sieht man darin auch Ilmenitflitter; um Zirkonkörnchen sind pleochroitische Höfe nicht mehr nachweisbar (siehe hiezu 11). Mancher bis 2 *mm* große ziemlich einheitliche, doch zerfaserte Muskovit entstammt wohl ebenfalls Biotit, da in kleinen Anteilen darin schwacher Pleochroismus in Bräunlich wahrnehmbar ist, sonst ist solcher Muskovit in zart Graugrün schwach pleochroitisch und zeigt bei st. V. gelegentlich Rutil in kleinsten Nädelchen oder Gruppen (Rutil so auch sonst im Gestein mitunter) vereinzelt vielleicht auch Titanit.

Das Gesteinsgrundgewebe ist, soweit es aus Massengestein hervorgegangen ist, mitunter sehr dicht und stellt dann

dar ein xenomorphes, respektive schon xenoblastisches Kleingekörnle von 0·01 bis 0·05 *mm* Quarz und Albit, darinnen finden sich auch Sericitschüppchen, gelegentlich Apatit und Calcitflitter (CaNa-Feldspat entstammend). Mitunter wird das Korn aber gröber (bis 10mal größer) und es wechseln — analog wie in den vorbesprochenen Gesteinen — linsig (1 bis 2 *mm*) oder auch unregelmäßig begrenzt verschieden struierte Grundmassepartien ab, manchmal auch sukzessive ineinander übergehend. Zertrümmerungen und Verschiebungen im Gestein sind hiefür die Hauptursache, da als Grenzflächen gern Sericitflatschen erscheinen; das feiner und gröber struierte Grundgewebe kann ehemaliger Gesteinsgrundmasse entsprechen; es finden sich jedoch hier gar nicht selten und kaum immer abgrenzbar sicher später gebildete (sekretionäre) Gesteinsanteile (analog z. B. den Sk.-Höfen der vorbeschriebenen zwei Gesteine), und zwar besteht hier das Gestein zu einem nicht kleinen Teil aus solch spät gebildetem sekretionärem Material. Man erkennt dies aus folgendem. Ganz so wie in der Grünschieferstudie (5) beschrieben, sind auch hier Adern sichtbar, die quer, zum Teil auch schräg der Sch.-E. durchsetzen; diese Adern setzen vielfach aber auch parallel der Sch.-E. ins Gestein hinein. Die Füllung dieser Adern ist meist großenteils nur Quarzmosaik; mitunter beteiligt sich daran auch Carbonat (gern Rhomboederchen), das Calcit ist oder etwas Fe-haltig sein kann, da es öfters zu limonitischem Material umgesetzt ist. Hie und da ist solches Carbonat locker auf 1 *mm* weit hin aggregiert. In diesen Adern kann sich an der Füllung gelegentlich auch mehr oder weniger Albit beteiligen, während Sericit im allgemeinen zurücktritt. Mitunter sind diese sekretionären Massen mit dem Gesteinsgrundgewebe kaum trennbar verwoben, manchmal aber sind sie recht scharf abgegrenzt. Da nun in einzelnen sekretionären Anteilen Sericitschüppchen schon geregelt (parallel der Sch.-E.) auftreten und auch sonst sichtbar wird, daß die Zertrümmerung, Sekretion, schon während der tektonischen Hauptvorgänge sich vollzogen hat, erkennt man, daß die ursprüngliche Gesamtzusammensetzung des Gesteins notwendigerweise eine wesentlich differente gewesen sein muß gegenüber der jetzigen (5). Bei solchen sekretionären Füllungen beobachtet man manchmal Auslese im Mineralwachstum, indem, wenn z. B. eine größere Komponente von der Kluft mit durchschlagen wird, z. B. Feldspat, dann an dieser Stelle parallel zu diesem Albit wächst.

Zusammengehörig mit den Porphyroiden von Rosenstein und in gleicher geologischer Position sind jene in der Nähe vom Aubauer, Großarltal.

4. Ein Orthoklas-Albit-Quarzporphyroid nahe der Straße beim Aubauer am Bach, wenig schiefrig, zeigt meist noch sehr gut den Charakter eines ehemaligen typischen Orthoklas-Albit-Quarzporphyrs mit ehemaliger glasiger oder dichter Grundmasse, die noch jetzt bisweilen erst auflösbar wird mit st. V.

Im Dünnschliff sieht man wenige (bei 1 *mm*) Quarz-E., gelegentlich mit Korrosionsbuchten, alle kataklastisch und nicht ausgeheilt (Risse hindurch zeigen Quarzgemörtel), ferner einige E. von Kalifeldspat (mitunter über 1 *mm*); ein solches Individuum zeigt deutlich opt. (—) Char., ein anderes $\perp \alpha$ als 1. Mittellinie hat γ und β sehr deutlich $< Cdb$. Manchmal beobachtet man großenteils oder nur anteilweise feinste Mikroklingitterung, weiters auch Albit in Bändern oder in erst mit st. V. wahrnehmbaren, winzigsten Partikelchen, mitunter auch Beginn von Schachbrettalbit.

Die nicht spärlichen Plagioklas-E. (Ab-, Pe-Gesetz) sind Albit, $\perp \alpha$ 16°, 15°; nahe $\perp \gamma$ 20°. Manchmal zeigen sich randlich klare Albitschalen als Fortwachsung. Wie seinerzeit in Graniten des Kaiserwaldes auf das eigenartige Verhalten von Interpositionen hingewiesen wurde (10), lassen auch hier bei entsprechend gestellter Irisblende die Orthoklase zart wolkig feinste bräunliche Einschlüsse erkennen (punkt- und strichförmig gern // *M*, also in urprünglicher Art), während die Einschlüsse im Plagioklas reichlicher und dunkler erscheinen. Man erkennt mitunter auch primär Plagioklas (jetzt Albit) dem Orthoklas gut idiomorph eingewachsen (siehe hiezu Fig. 4).

Sowohl im Plagioklas als auch im Orthoklas trifft man Carbonat in winzigen Rhomboederchen (zum Teil Fe-haltig usw.).

Da Zerreißungsklüftchen in den E. gern mit Gekörnle und Gemörtel des Minerals, in dem sie aufsetzen (Orthoklas, Albit und Quarz), erfüllt sind, öfters auch daran parallel fortgewachsen, kann gefolgert werden, daß sie nicht einer Protoklase entsprechen, sondern während oder nach der tektonischen Hauptbewegung entstanden sind.

Kryställchen von Zirkon sind spärlich, von Apatit ($^1/_{10}$ *mm* dick, in ursprünglicher Form) vereinzelt.

Im Gesteinsschliff bemerkt man, daß recht heterogen struierte Anteile sich finden, einmal Bröckelchen (½ *cm* bis Bruchteile

eines Millimeters) sehr fein im Korn durchaus hin (0·02 *mm* im Mittel), dann die Hauptgrundmasse, im Korn etwa doppelt so groß, scheinbar später zur Erstarrung gelangt, alles aus Quarz, Albit, doch auch Orthoklas bestehend, wobei Sericit zurücktreten oder noch fehlen kann; weiters kann man endlich andere Teile unterscheiden, die großenteils sekretionär zu deuten sind und als Nester erscheinen, in denen das Korn noch viel größer (bei 0·1 *mm*) sein kann und wobei mitunter nur Quarz vorwaltet.

Die erstgenannten Bröckelchen werden gern von Drucksuturen durchzogen, in denen Quarz, Feldspat, aber auch oft Carbonat, mitunter Sericit eingenistet ist. Offenbar hatte schon das ursprüngliche Effusivgestein brecciöse Struktur, analog den bei Lipariten und Andesiten so häufigen Breccienströmen. Die Bröckelchen sind meist scharf abgegrenzt, mitunter finden sich an der Grenze Strähne und gewellte Geflechte aus Sericit, wie aus geknittertem Glimmer (Biotit?) hervorgegangen; kleine und selbständige Sericitschüppchen finden sich auch sonst übers Gestein hin. Die sekretionären Partien pflegen meist enger mit dem Gesteinsgrundgewebe verflochten zu sein.

5. Südwestlich vom Aubauer liegt Albit-Quarzporphyroid vor, auffallend dünnschiefrig, dennoch flasrig durch E. von Quarz und Albit. Die Feldspat-E. (gelegentlich über 1 *mm*) $\perp \alpha$ 16°, nahe $\perp \gamma$ 18°, also Albit, sind sehr oft von Kataklase erfaßt, die Stücke mitunter wenig verschoben, dann in den Rissen mit Sericit (dieser sitzt punkt- und kornförmig ohne bestimmte Orientierung — weil im Innern der E. von der Schieferung geschützt — auch sonst im Feldspat) oder die Einzeltrümmer sind voneinander weiter verschoben, verdreht, dann findet sich in den Zwischenräumen Albit, vornehmlich aber auch Quarz neben Sericit. Daß manche der Feldspat-E. Orthoklase waren, erkennt man noch aus bänderförmig vom Rande entwickeltem Albit, auch aus Schachbrettalbit, wobei es aber noch nicht zur vollen Auslösung des Kalifeldspatmoleküls gekommen ist, wie die sorgfältige optische Untersuchung (Auslöschung, Lichtbrechung usw.) lehrt. Der eine oder andere Feldspat-E. ist zur körneligen Linse verquetscht; besonders gilt dies für die viel spärlicheren Quarz-E., von denen nur der eine oder andere (bis ½ *mm*) undulös auslöschend erhalten ist; meist sind die Quarz-E. zu flachen Linsen ausgewalzt, ohne bestimmte Orientierung von ω und ε, so ähnelnd den Quarzmosaiklinsen

in Abstauräumen parallel der Schieferung, wo doch Orientierung nach der Trener'schen Regel vorwiegt.

Zirkonkryställchen (0·05 *mm*) sind spärlich, ebenso Apatitsäulchen.

In Sk.-Höfen tritt Muskovit gelegentlich schuppigkörnig auf, sonst in Flittern und Blättchen sich den E. anschmiegend oder parallel der Sch.-E., auch in lockeren Flasern, dann, wenn kompakter, auf ehemaligen Biotit hindeutend.

Auch in diesem Gestein finden sich im Grundgewebe linsig wechselnd und analog dem vorigen Gestein kleinkörnigere und größer körnige (Albit + Quarz)-Anteile, gemäß differenter Struktur im Ausgangsgestein, entsprechend auch Füllungen von Poren und Abstauklüften, nur ist hier alles infolge intensiver Schieferung dünnlinsig bis scheinbar lagig. Man studiert die Verhältnisse am besten bei Einstellung der Sch.-E. parallel einem Nikolhauptschnitt (Sericit dann in diesem Schliff größtenteils dunkel) oder in der 45°-Stellung mit dem Gipsblättchen (dann normal zur Schieferung α im Sericit, während in den Quarzabstaulinsen γ vorwaltet).

Im Gestein sind öfters Hohlräume sichtbar, die auf herausgewittertes Carbonat deuten analog dem vorigen Gestein.

Für das vorliegende Gestein ist zweifellos, daß nach der tektonischen Hauptbeanspruchung (wobei immer noch die porphyrische Struktur des Effusivgesteins als Palimpsest kenntlich blieb) weitgehende Umkrystallisation (Krystalloblastese), insbesondere Ausheilung in den Feldspattrümmern, weniger im undulösen-kataklastischen Quarz erfolgt ist bei allgemein reicher Glimmerbildung, so daß also ein Großteil der Neu- und Ummineralisation posttektonisch ist.

Die folgenden beiden Gesteinsproben nähern sich durch nicht unbeträchtlichen Chloritgehalt, durch Epidot- und Leukoxenführung in etwas den Grünschiefern, sind aber noch zu den Porphyroiden zu zählen; sie erreichen nicht den basischen Charakter der porphyritischen Grünschiefer von Au im Großarltal (5, p. 66 — 69).

6. Östlich Alm Au fand sich ein Albitporphyroid, mäßig geschiefert, einem Plagioklasporphyr entsprechend, indem jetzt noch zahlreiche E. (gelegentlich bis 1½ *mm*) von Albit (nahe $\perp \alpha$ 18°) erscheinen, die ehemals basischerer Plagioklas gewesen sind, dabei mäßig oder nicht verbogen, eventuell randlich mit Albit-Quarz-Gemörtle; ein bis 1½ *mm* großer Albitzwillings-

stock ist mehrfach geborsten und an den Rißstellen durch Albitgemörtle verheilt, ein einzelner Quarz-E. (unter 1 *mm*) ist kataklastisch.

Apatit in (bis $^1/_8$ *mm*) Körnern, mitunter zerbrochen, ist ziemlich oft, Zirkon nur selten anzutreffen; um letzteren ist pleochroitische Hofbildung im Chlorit nicht zu bemerken.

Biotit war in Schuppen vorhanden; von ihm sind, wenn er im Schutze des Feldspats verwachsen war, noch bis gegen 1 *mm* haltende Pseudomorphosen von Muskovit (gelegentlich noch ganz schwach pleochroitisch) oder von Chlorit geblieben; meist sind die ehemaligen Biotite zu Gruppen und Paketen kleiner Chloritschüppchen geworden, oft durchwachsen mit Muskovit, ganz so, wie es im Haßeckgrünschiefer beschrieben ist (5, p. 70).

Chlorit ist (+), γ // *c*, α lebhaft grün, γ gelblich, mit unternormalen Interferenzfarben (graubräunlich).

Man sieht hier öfters Ilmenit zu Leukoxen umgewandelt, dabei im Innern noch Erzflitter; Titanit ist auch in Körnchen verstreut; weiters bemerkt man im Gestein oft gelblichen (Fe-reichen) Epidot in Mikrolithen oder in balligen Formen (wie in 5, p. 54, beschrieben), auch Erz(Hämatit)flitter und gelegentlich mitten in manchem Epidot (siehe hiezu 5); Fe-Erzschüppchen, tiefrot durchscheinend, sind in Schwärmen oder ganz vereinzelt durchs Gestein verstreut, in lockeren Aggregaten (gelegentlich bis ½ *mm*), dann gern auch zusammen mit Epidot oder Leukoxen, entstammen sie wohl primärem Fe-Erz. All dies ist meist erst bei st. V. gut studierbar.

In den Albiten bemerkt man gelegentlich sparsame, feinste Hornblendestengel neben Epidot, Sericit und Chlorit, analog auch im Grundgewebe. Dieses besteht vornehmlich aus Albit und Quarz, mit zurücktretenden, parallel der Sch.-E. geordneten Schüppchen von Sericit und Chlorit nebst den andern erwähnten sekundären Gemengteilen. Die Parallelorientierung von Chlorit und Sericit erfolgt nicht in den durch die Feldspat-E. druckgeschützten Seitenpartien.

Auch hier kann man im Dünnschliff Anteile erkennen, die sehr kleinkörnig ($^1/_{50}$ *mm*) sind und in der etwas gröber körnigen ehemaligen Grundmasse gelegentlich ziemlich deutlich abgegrenzt sind, doch nicht so deutlich wie in den beiden vorangegangenen Gesteinen; es handelt sich hier weniger um Schieferungseffekte als vielmehr um primäre fluidal-schlierige Struktur, wie sie in Daciten, respektive Andesiten so nicht selten ist. Sekretionäre Bildungen treten hier im Dünnschliff zurück.

Trotz der deutlichen primären Effusivgesteinsstruktur ist hier dennoch die Neukrystallisation eine beträchtliche: der sicher mehrere Prozent An-Gehalt führende Plagioklas der E. ist völlig albitisiert, Biotit, Magnetit, Ilmenit umgewandelt, dafür ist neugebildet Chlorit, Sericit, Titanit, Hämatit, spurenhaft Hornblende und es ist also auch sicher, daß die ehemalige Quarzfeldspatgrundmasse in nicht unbeträchtlichem Maße in dem jetzt vorliegenden Grundgewebe umkrystallisiert ist; dennoch würde hier der Ausdruck granoblastisch in seinem begrifflichen Wesensinhalt nicht das Tatsächliche und Richtige für Grundmasse-Grundgewebe wiedergeben.

7. Vom Ahnstein stammt ein Albit-Quarz-Porphyroid, der Hauptmasse nach durchaus 6. entsprechend, sowohl in E. von Feldspat und Quarz wie in der Verschiedenkleinkörnigkeit der Grundmasse, aber deutlicher geschiefert und mehr verflößt.

Im Dünnschliff zeigen sich wenige kataklastische Quarz-E., einer, gegen 1 *mm* groß, läßt noch die magmatische Korrosionsbuchtung erkennen.

Die Feldspat-E., nach Ab-Gesetz verzwillingt, sind nach opt. Char., ∢ der *AE* mit 001, nahe $\perp \alpha$ 18° und Lichtbrechung Albit, sie sind meist zertrümmert, mitunter sogar in Mosaik aufgelöst, in der Umkrystallisation dabei 5. entsprechend; auch hier tritt in den Sk.-Räumen gern Anreicherung von Quarz ein. Zirkonkryställchen sind spärlich (vereinzelt bis 0·1 *mm*).

So wie in 6. auffallend viel Epidotkryställchen oder -körnchen (erst mit st. V. gut kenntlich) gern Flatschen oder Schüppchenzügen von Sericit folgen, die auch mit Chlorit durchsetzt sind, ist es auch hier; zum Teil wenigstens entspricht dies ehemaligem Biotit.

Ein Anteil des Schliffes (auf etwa 1 *cm* hin) ist anders geartet, zwar auch schiefrig, jedoch stark durchtrümmert, er besteht vornehmlich aus Quarz-Albit-Gekörnle mit wenig Sericit (dieser parallel der Sch.-E.) bei fast völligem Zurücktreten von Chlorit; dagegen waltet stark Epidot vor, stellenweise ist er ganz überwiegend. Mitunter findet sich auch Carbonat. Der Epidot, gern in Schwärmen oder Schmitzen, ist im Innern meist trüb, seine Individuen (bis ¼ *mm*) sind oft zu größeren Aggregaten vereint und werden nach außen klarer, um schließlich in klare Kryställchen auszuwachsen, die auch für sich allein auftreten, ähnlich also wie in (5, p. 54); auch Fe-Erze finden sich. In den Klüften dieses Schliffanteils, die die Epidotmassen durch-

schneiden und also später entstanden als diese, herrscht Quarz vor, Albit ist wenig, ebensowenig Carbonat, Sericit, Chlorit; doch gibt es auch Zerrklüftchen, in denen etwas Epidot da ist. Die Natur dieser Partie des Schliffes, die für sich recht einheitlich ist, ist fraglich; sie entspricht wohl einem basischeren Einschluß. Auffallend ist jedoch der Mangel an Mg, weiters sind eigenartig eine Anzahl bis ¼ *mm* großer scharfer Krystalle schwarzen, oxydischen Fe-Erzes.

Auch sonst in Adern im Schiefer waltet Quarz vor bei wenig Albit. Stellenweise, gern in der Verlängerung von ehemaligem Biotit, reihen sich Rosettchen, Röllchen oder Stößchen (mitunter gekrümmt) von 6seitigen Chloritblättchen (auf 001 bei 0·1 *mm*, // zu *c* ebenso hoch oder höher); deutlich pleochroitisch, γ gelblich, α kräftig blaugrün, auf 001 zwar kräftig grün, doch nicht pleochroitisch, γ // *c*, anomale braungraue Interferenzfarben.

Aus dem tektonisch intensiv verfalteten Gebiete südwestlich vom Schuhflicker liegen Gesteinsproben vor vom Aussehen der Porphyroide, deren mikroskopische Untersuchung aber auch sedimentäre Bildungsbeteiligung nicht ausschließt.

8. Südwestlich vom Schuhflicker stammt ein als Albit-Sericit-Chlorit-Gneis zu bezeichnendes Gestein, das tektonisch stark beansprucht ist, stark kataklastisch und neukrystallisiert, deutlich flasrig und wenig ebenschiefrig, in dem nicht viele Feldspat-E. (einer bis 1½ *mm* im Schliff) (Albit nach opt. Char. und Lichtbrechung) sichtbar werden, die dem Gestein porphyroidischen Charakter verleihen. Sie sind randlich zermörtelt oder auch von Sprüngen durchsetzt, in denen gern Quarz mit etwas Albit sich ansiedelt. Mit diesen E. im engsten Kontakt oder auch für sich ganz selbständig sind helle, feinstkörnige Partien, mitunter nur aus Quarz, meist ziemlich gleichmäßig aus Quarz und Albit bestehend, wobei wenige feinste Schüppchen von Sericit und Chlorit beigemengt sein können, letztere solche Partien entsprechen ganz und gar der Grundmasse (zum Teil umkrystallisiert als Grundgewebe) der bis jetzt besprochenen Porphyroide (Porphyre). Etliche homogene solche Quarzgekörnlepartien (bis gegen 1 *mm*) sind wohl als zermörtelte Quarz-E. zu deuten. Gern sind sowohl E. wie helle körnelige Partien wie umflossen von Muskovit- oder Chloritflatschen, die zumeist aus selbständigen Schüppchen bestehen oder sehr zierlich akanthusblätterartig gegliedert sind oder darstellen ein netz-

artiges Geflecht, gewoben aus Strähnen zahlreicher Einzelsericitschüppchen mit Chloritflittern oder Nestchen, seltener nimmt man wahr auf etwa 1 *mm* hin mehr weniger Parallelorientierung in kleinblättriger Masse, die maschennetzartig einheitlich ist, so daß gedacht werden kann an ehemalige größere, kompakte, dann zerknitterte Biotitblätter. Manche solche Gebilde sind stellenweise tatsächlich noch kompakt (jetzt Muskovit oder Chlorit), frei von Quarz und Albit und lösen sich sukzessive nach außen hin auf in Geflecht. Dieses ist außer von Quarz und Albit noch durchsetzt von trüben, grauen Körnchen von Titanit (nicht gut bestimmbar, doch überprüft: kleines $2V$, opt. +, stark $\rho \gg v$, hohe Licht- und Doppelbrechung), die meist winzig sind und da, wie sonst im Gestein, in Gruppen oder Schnüren erscheinen (die Einzelindividuen selten bis 0·1 *mm*), mitunter im Kern noch Erz.

Die Hauptmasse (Grundgewebe) des Gesteins ist ein erst mit mittl. V. gut unterscheidbares Gekörnle von Quarz und Albit (Korngröße meist 0·1 bis 0·01) nebst den andern erwähnten Mineralen und könnte als ehemalige Porphyrgrundmasse gedeutet werden; doch ist hier anderseits so viel Calcit (Individuen manchmal bis ½ *mm*) vorhanden, daß er an einzelnen Dünnschliffstellen fast ein Fünftel der Gesteinsmasse ausmacht, in Mosaikstruktur, oder verzahnt und verflößt, gelegentlich in Nestchen von 1 *mm*. In den Feldspat-E. ist die Calcitneubildung gern parallel der Zw.-E. 010 fortgeschritten neben Sericit- und Chloritbildung. Die beträchtliche Menge von Calcit könnte auf sedimentäre Mitbildung deuten. Für den Titanit stammt also hier Ti aus Biotit, Ca zum Teil wenigstens aus dem Plagioklas.

Anderwärts, z. B. im Böhmerwald (12), geht bei sukzessiver Abtragung und weiter nicht tektonischer Beanspruchung aus Biotit parallel orientiert Chlorit und Muskovit hervor neben Ilmenit, Titanit, eventuell Epidot; hier ist die Bildung zwar ähnlich, aber da Biotit oft tektonisch zerknittert ward, analog wie im Grünschiefer Haßeck (5, p. 70), bildeten sich gern auch zahlreiche selbständige Sericit- und Chloritflitter in Nestern ohne Orientierung. Bemerkenswert ist das Zurücktreten von Ilmenit hiebei; doch sind durchs Gestein hin sparsam winzigste Hämatitschüppchen verstreut, ähnlich analogem Vorkommen in den hiesigen Grünschiefern. Chlorit hat $\alpha // c =$ gelb, $\gamma // 001$ tiefsmaragdgrün, bei sehr schwacher Doppelbrechung (graubraune Interferenzfarbe) und ist zum Teil aus olivgrünem Biotit hervorgegangen.

Sehr eigenartig und einem besonderen selbständigen Zustand in dem Werdegang des Gesteins entsprechend sind im Dünnschliff vereinzelte bizarre Rosetten und Gruppen von kräftig braun pleochroitischen, kräftig doppelbrechenden Biotitschüppchen (bis $\frac{1}{2}$ *mm*) (siehe hiezu Fig. 7) verstreut, die eine sehr späte Bildung (nach der Schieferung)[1] darstellen und die Quarz, Feldspat, Glimmer, Chlorit, Carbonat durchspießen; sie brauchen nicht entsprechen einem regional enger begrenzten, höher temperierten Anteil im Gebirge (Thermalspalten ?!), denn auch in den von F. Trauth studierten Gesteinszonen kommt mitunter ähnliches vor, so trifft man diesen braunen Biotit im Schliff F. Trauth 169 von Lend (siehe hiezu 7, p. 92), und im Grünschieferschliff F. Trauth 95 Hof bei Saalfelden (siehe hiezu 5, pag. 90), in dem Hornblende und Epidot zurücktritt, findet sich in einer Kluftfüllung von nur Chlorit und Albit ebenfalls dieser Biotit, also in hohem Niveau. Hinsichtlich der Bildung von dunkelgrünem bis olivgrünem Biotit in höherem Niveau, ähnlich Gestein 8. und 14. dieser Arbeit, siehe Dünnschliff F. Trauth 198, 199 Dientnerbach (siehe hiezu 5, p. 91) und Schliff 110 (siehe hiezu 5, p. 93) Mandling, ferner Schliff 10 Radstadt (siehe hiezu 5, p. 93).

Das Gestein kann einem Quarzporphyr mit saurem Ca-Na-Feldspat als E. entstammen, hat aber für ein einfaches solches Eruptivum zu viel Carbonat, so daß, wenn das Carbonat gemäß auch der Nachbarschaft der größeren Kalkmassen nicht als sekretionär infolge starker tektonischer Zerrüttung hinzugekommen gedacht wird, es als Beimischung von sedimentärem Material gedeutet werden kann.

9. Ebenfalls in der Gegend südwestlich vom Schuhflicker wurde Porphyroid ähnlicher Gneis aufgesammelt, in manchem ähnlich 8., doch weniger stark kataklastisch, immerhin genug intensiv geschiefert, allgemein flasrig mit deutlichen, den Drucksuturen entsprechenden Gleitflächen der Sk.-Flasern.

Auch hier kann an ehemaligen Porphyr gedacht werden, doch ist sedimentäre Bildung mit klastischen Quarz-Feldspat-Bröckelchen neben Biotit nicht ausgeschlossen; einwandfreie primäre Lagentextur läßt sich jedoch im Schliff nicht nachweisen.

Das Gestein, im Gefüge äußerlich durchaus an porphyrische Struktur mit flasrig schieferigem Grundgewebe erinnernd, läßt an einer kleinen Anzahl wie E. erscheinenden Quarz- und Feldspatkörnern eine ehemalige krystallographische Um-

[1] Wohl Chrysobiotit P. Cornelius entsprechend.

grenzung nicht erkennen, jedesfalls sind diese Relikte und nicht Porphyroblasten. Diese Quarzkörner zeigen trotz ihrer Größe (bis 1 ½ *mm*) nur mäßige Kataklase. Anderseits finden sich kleinkörnelige Quarzlinsen, deren manche unzweifelhaft aus einem oder mehreren Quarzindividuen hervorgegangen sind. Man sieht dann gerne, wenn z. B. Sprünge die Quarzkörner durchziehen, neben Quarzmörtel sich etwas Albit, gelegentlich Sericit einnisten und ebenso ist es im völlig zermalmten Quarz. Analoges gilt für den einen oder andern Albitknoten, der vermutlich ehemals ein Plagioklasindividuum war, jetzt aus mehreren, ganz nahe parallel orientierten Körnern besteht (nahe $\perp \alpha$ 18°), deren jedes bereits einheitlich neu orientiert ist; trotzdem wäre auch hier das Wort Porphyroblast unrichtig, weil unzweifelhaft ursprüngliches Feldspatgitter zugrunde liegt. In den Albitaugen trifft man viel Sericitschüppchen, dagegen auffallend wenig Epidot und höchst spärlich die eine oder andere Hornblendenadel.

Außer den Quarz- und Feldspataugen können als vermutliche Relikte 1, gelegentlich 2 *mm* weit reichende, mehr kompakte und fast einheitliche Glimmerflasern gedeutet werden, die sonst wie in 8. netzartig gegliedert sind, zusammen mit Chlorit-, selten Biotitschüppchen nebst reichlich Epidot, Quarz, Albit, hier aber wenig Titanit; sie bedingen Flaserung und Schieferung im Gestein. Glimmerhäute sind gern kleingefältelt, aus Einzelschüppchen bestehend, die der mechanischen Umfaltungsbeanspruchung ausgiebig bogig folgen; vielfach ist aber auch die bekannte Neuindividualisierung gleichzeitig mit der tektonischen Deformierung eingetreten und es bestehen die Faltenbögen aus sinngemäß gestellten (wenig verbogenen) Einzelschüppchen (Schüppchengröße von Sericit und Chlorit so meist bei 0·05 *mm*, oft auch 0·1 bis 0·2 *mm*). Vereinzelte Chloritschuppen (wohl ehemaliger Biotit) erreichen 1 *mm*. E. entsprechen noch Zirkon und Apatit in Körnern.

Umflasert werden nun nicht nur die besagten Quarz- oder Feldspataugen, sondern auch linsige, lichtere Partien, die zum Teil zermörteltem Quarz- oder Feldspat entsprechen oder auch vermutlich ehemaliger zerstückelter Porphyrgrundmasse (Körnchengröße gern um 0·05 *mm*, mitunter bei 0·2 *mm*), wobei dann Albit und Quarz ziemlich gleichmäßig primär bis krystalloblastisch verwoben sein können mit nur mäßig viel Muskovit, Chlorit, Epidot.

Die Umkrystallisation, vielfach durch Ausheilung der kataklastischen Quarz-, Feldspat-, auch Glimmermörtelelemente,

ist recht weit gediehen, die Körnchen erscheinen einheitlich, wodurch scheinbar typische grano-lepidoblastische Bildwirkung erzeugt wird; dennoch ist diese scheinbare Umkrystallisation prozentuell genommen nur mäßig, denn einen angenäherten Gradmesser für das Ausmaß, die Intensität der Neukrystallisation liefert eben die Größe der meist weit unter 0·1 *mm* haltenden Epidotkryställchen, die ja vom Beginn der Metamorphose, wie dies zu der Grünschieferarbeit gezeigt worden ist, gewachsen sind; anderseits krystallisierten auch große Quarzkörner trotz der frühen Kataklase nicht völlig um; auch kann nicht von einer auffallenden Regelung des Kleingekörnles des Quarzes im Sinne der Trener'schen Regel gesprochen werden, es ist vielmehr so, daß öfters in einem Nestchen oder einer Linse von Quarzgekörnle angenähert hypoparalleloptische Orientierung vorliegt, jedoch nicht abhängig von der Sch.-E., sondern von der Orientierung des ehemaligen Quarzkornes, das zermörtelt ist, durchaus analog, wie es in der Grünschieferstudie wiederholt für Albit beschrieben wurde.

Während bei 8. Titanit eine auffallende Rolle spielt, übernimmt diese hier der Fe-reiche (meist nicht zonare) Epidot, der reichlich in Körnern und Kryställchen, besonders zwischen Glimmer und Chlorit erscheint; da er außerdem auch mitunter in jener trübballigen Form auftritt wie bisweilen in den Grünschiefern, so ist er nicht immer leicht von ähnlichem Leukoxen zu trennen, der da gelegentlich auch in gefältelten Schnüren erscheint.

Carbonat tritt im Gestein im Verhältnis zu 8. völlig zurück, doch könnten einige Schliffstellen mit etwas Fe-Hydroxyd auf Auswitterung hinweisen. Immerhin spricht sich das andere Ca-Verhältnis auch aus in dem dort viel stärkeren Hervortreten des Titanit.

Gegen normales Sediment spricht Mangel an Lagentextur; sie könnte zwar infolge der vielfach sichtbaren starken Fältelung im Glimmer verwischt sein, doch ist die allgemein deutliche Flasertextur mehr für Eruptivum sprechend, indem zahlreiche Bewegungsbahnen und Zerreißungsflächen in den Glimmerchloritgleitflasern sichtbar werden, gelegentlich durch den ganzen Schliff verfolgbar, bisweilen zerteilt, auskeilend oder in sich gefältelt und zerknittert.

Das Gestein kann einem Quarzporphyr, noch eher Quarzporphyrit (dacitisch) entsprochen haben, kompakt oder solchem Tuff.

10. Eine dritte Gesteinsprobe südwestlich vom Schuhflicker ähnelt im wesentlichen zwar 8. und 9., auch sie kann im Mineralbestand und also auch im Chemismus von einem Quarzporphyr abstammen, doch ist eine sichere Deutung hier noch fragwürdiger als in 9., und zwar in erster Linie infolge noch viel intensiverer Beeinflussung und Neukrystallisation des Gesteins; dennoch würde man fehlgehen, wenn man die Umkrystallisation prozentuell zu weit fassen würde und kurzweg von granolepidoblastischer Struktur reden würde, weil sicher etwa 50% im Raumgitterbestand und mehr dem alten Gesteinsmaterial entspricht, wofür gerade hier mannigfache untrügliche Kennzeichen vorliegen.

Bei 9. wurde gesagt, daß eine Anzahl Quarzkörner mit mäßiger Kataklase wie E. im Gestein schwimmen. Auch hier herrscht typisch schiefrige-flasrige Struktur, Lagentextur ist nicht nachweisbar. Zahlreiche Quarzkörner treten aus dem Gesteinsgrundgewebe hervor, wie E., manche bis 1 *mm*, ein solches Quarzauge (aus drei Hauptanteilen bestehend) bis 3 *mm*. Sichere ursprüngliche E.-Formen sind kaum gegeben, meist erscheinen diese Quarze wie ehemalige klastische Gebilde, die aber noch weiter durch intensive Kataklase gegenüber 9. beansprucht sind. Die meisten der größeren Quarzkörner sind wie tortiert, intensiv undulös auslöschend, manchmal wandert die Auslöschungsrichtung im Korn 20 bis 30° hin. Dabei sind die Quarze sehr oft mit wolkiger Trübung durchsetzt und von feinsten Linienzügen (kleinsten punktförmigen Interpositionen) durchstreift, im großen ganzen der Schieferung folgend und nicht (durch optische Verfolgung festgelegt) einer bestimmten krystallographischen Richtung (gewöhnlich mehr // *c*), sondern offenbar der tektonischen Beanspruchung zugeordnet.

Man erkennt, daß an verheilten Durchreißungsstellen, oder wo dazu Tendenz vorhanden war, die Trübung schwinden kann und klare Streifen und Bänder erscheinen. Das gleiche beobachtet man manchmal an den zermörtelten Anteilen solcher Quarze (daß Zermörtelung vorliegt, läßt sich aus gern gleicher oder angenäherter optischer Orientierung der Körnchen, unabhängig von einer Regelung zur Sch.-E. ersehen), indem die Innenteile der Einzelkörnchen nicht selten wolkig trüb sind, die Kittstellen ausgeheilt, klar. Man hat sonach auch mit ein Mittel in der Hand, wieviel etwa der Schlußneukrystallisation entspricht gegenüber dem alten Quarzbestand mit den ursprünglichen Gitteranteilen.

Feldspat findet sich nur in wenigen bei 1 *mm* großen Körnern, die ebenfalls kataklastisch sind, selten mit Zwillingslamellen, dann verbogen; nahe ⊥ *a* 18°, also Albit (auch nach Lichtbrechung und opt. Char.). Gelegentlich trifft man im Albit noch Spindeln und Partikeln von Orthoklas. Linsen und Quetschzonen, fast nur aus Quarzmosaik bestehend, sind reichlich, im Korn etwa dem Gestein 9. gleichend. Nicht selten ist dem Gekörnle auch etwas Albit oder Sericit und Chlorit eingestreut, jedoch nicht oder kaum von der Art, wie es die Anteile und Linsen der früher beschriebenen Gesteine sind, die auf ehemalige Porphyrgrundmasse zurückbezogen wurden; man denkt hier eher an granitisches oder Arkosematerial.

Sonst liegen diese hellen Anteile (Quarzaugen, Feldspatkörner, lichte Linsen) in einem Grundgewebegeflecht von Quarz-, Albit-, Epidotkörnchen, spärlichen Titanitmikrolithen durchsetztem Sericit- und Chloritschüppchengleitflasermaterial, ebenso zierlich wie in 9., das vielfach aus Biotit hervorgegangen ist, wie aus spärlichen Biotitrestchen am Chlorit erschlossen werden kann.

Chlorit ist auch hier gern mit $\alpha // c$ bei sehr schwacher Doppelbrechung und bei schwachem Pleochroismus.

11. Albit-Porphyroid (ehemals dacitisch).

Von dem in den einleitenden Seiten erwähnten Gesteinszug nordöstlich Mairhofen bei Dorfgastein stammt flasriges, mäßig schiefriges Gestein, in dem Ca-Carbonat bis ¼ des Dünnschliffes einnimmt. In demselben erscheinen — ehemalige porphyrische E. — mehrere bis 2 *mm* große Albitknoten, verzwillingt nach Ab-Gesetz, mehrfach verbogen, zerborsten, jedoch die Einzelstücke zum großen Teil wieder weithin gleichmäßig auslöschend, also ausgeheilt. In den Rißklüften und um die Ränder der Albitknoten findet sich Gemörtel von Albit, auch etwas Quarz, Sericit, Chlorit. Schnitte ⊥ *a* 18°; 18°; nahe ⊥ α 16°. Quarzaugen sind nicht mehr erhalten, sondern fein zermörtelt. Das Gestein ist noch am ähnlichsten von den vorbehandelten Beispielen 8. Schuhflicker, südwestlich, streicht ähnlich den von dort beschriebenen Gesteinen, ist jedoch noch kalkreicher, dabei zum allergrößten Teil gut krystalloblastisch; eigenartig ist das Carbonat verteilt, und zwar in bis 1 *mm* großen, gern nach — ½ *R* verzwillingten Individuen, gelegentlich etwas verbogen, sehr häufig zu mehreren bis ½ *cm* haltenden Gruppen vereint. Da diese Calcitkörner meist ganz klar sind, nur mit-

unter, dann gern randlich mit anderen Komponenten durchsetzt sind, oft auch in Zerreißungsstellen der Albitaugen oder an ihnen auftreten, so daß ihre Substanz sicher zum Teil herzuleiten ist von dem Ca der ehemals An-reicheren Plagioklase, so kann bei manchen dieser Carbonatgemengteile auch an Füllung von ehemaligen Gesteinsporen gedacht werden, denn es sind auch keinerlei Anzeichen von Lagentextur sichtbar. Manche mehr kompaktere Glimmerchloritflasern sind offenkundig hervorgegangen aus Biotitblättern, die intensiv verquetscht und kleingefältelt nachtektonisch umkrystallisiert sind zu parallel oder auch quer und schräg der Schieferung gestellten Paketchen kleinster Schüppchen von zart grün pleochroitischem Muskovit nebst Chlorit (siehe hiezu Fig. 5 und 6). Seinerzeit gebildete Ilmenitblättchen sind meist zu Leukoxen geworden, doch finden sich auch da neugebildete Titanitkryställchen und -körnchen bis $^1/_{10}$ *mm*; Titanitkryställchen finden sich mitunter auch im Calcit, ganz analog wie in (5, p. 57) besagt. Chloritblättchen, oft fast isotrop, haben α oder γ // *c*; Pleochroismus ist schwach, // *c* gelblich, sonst zart grünlich. Gelegentlich sieht man schwachen Ansatz zu pleochroitischen Höfen, doch nicht nach außen scharf abgegrenzt: die Hofbildung datiert offenbar nicht seit der primären Gesteinsbildungszeit.

Orthoklas ist nicht mehr nachweisbar, ihn vertritt Sericit, doch sieht man noch erhalten Apatit in Körnern.

Die Hauptmasse des Gesteins ist wohl als ehemalige Grundmasse eines porphyrischen Ergußgesteins sehr feinkörnig, die Korngröße von Quarz und Albit im Grundgewebe ist jetzt $^1/_{10}$ bis $^1/_{30}$ *mm* zumeist. Die Durchkrystallisation erfolgte para-, vornehmlich aber posttektonisch. Zugrunde lag ehemals wohl Dacit-Porphyrit.

12. Glimmeralbitgneis nördlich Saukar-Kg.

Den südwestlich vom Schuflicker behandelten Gesteinsproben steht nahe ein nicht sicher als Porphyroid zu bezeichnendes intensiv schiefrig-flasriges Gestein, dessen Gesamtbild beherrscht wird von zahlreichen mehrere Millimeter großen Muskovitblättchen (fraglich, ob von Biotit herstammend), die oft intensivst gefältelt, gewellt und geknickt sind, ohne daß in der Mehrzahl der Fälle es zu einer Umkrystallisation dieser Blätter analog den zuletzt behandelten Gesteinen gekommen wäre; es läuft vielmehr ganz sukzessive die Auslöschung undulös parallel den Fältelungen und dem Zickzack mit, nur vereinzelte kleinere

Blätter krystallisieren akanthusblätterartig um (siehe hiezu Fig. 8 und 9). Bei der Fältelung und Knickung der Schuppen tritt vielfach Trennung in Lamellen ein, in den sich bildenden linsigen Räumen ist auch für st. V. feinstes Quarzmosaik angesiedelt.

Porphyrisch erscheinen bis 1 *mm* große Albitknoten (nach Ab- und Pe-Gesetz, nahe $\perp a$ 18°), die mitunter geborsten und verbogen sind, ferner vereinzelt Quarz (ein Korn bei 1 *mm*), der kataklastisch bis zermörtelt ist. Bis 5 *mm* dimensionierte Linsen von Quarzgekörnle, dem stellenweise auch in einzelnen Körnern oder Körnchen Albit beigemengt ist, dürften zumeist sekretionär sein.

Etwa zu einem Drittel besteht das Gestein aus feinem, meist erst mit st. V. auflösbarem Grundgewebe von Quarz-Albitkörnchen, feinsten Flittern von Sericit, Chlorit, weiters des gleichen gelb-braun pleochroitischen Biotits, der in 8. beschrieben und der hier in winzigsten Schüppchen, in Nestern, Gruppen und Rosetten sich reichlicher findet als sehr späte Bildung. Dieser ehemaligen, jetzt umkrystallisierten Grundmasse sind noch beigemischt Staub und Blättchen von Ilmenit (gern parallel den Glimmerlamellen) und oxydisches Fe-Erz, auch Fe-Hydroxyd, von ehemaligem Carbonat (idioblastisch) stammend. Chlorit ist sehr schwach pleochroitisch und doppelbrechend. Vereinzelte größere Körner von Ilmenit führten zur Titanitbildung, auch Rutil wird sichtbar. An Zirkonkörnchen, die gern im Glimmer eingeschlossen sind, ist pleochroitische Hofbildung nicht sichtbar. Spärlich ist Apatit da.

Nach dem Struktur- und Mineralbefund kann das Gestein ursprünglich dacitischer Natur gewesen sein.

13. Quarz-Kalifeldspatporphyroid.

Unfern Achornachalm (Gamsberggut) trifft man helles, fast weißes, sehr dichtes Gestein an, durch mäßig viel Sericitschüppchen anteilweise zart grünlich, porphyrisch durch sehr vereinzelte Knötchen (bis 1 *mm*) von Feldspat, ganz vereinzelt Quarz. Der Feldspat war Orthoklas, ist jetzt zumeist Mikroklin ($\perp \gamma$ 5½°), fein gegittert und hat gelegentlich die Krystallform gut bewahrt; mitunter erkennt man spärliche, feinste Albitspindeln. Ein gut idiomorpher Albit (eingeschlossen im Mikroklin) zeigt $\perp \alpha$ 18°, sonst tritt Albit im allgemeinen sehr zurück. Randlich sind manche der E. zermörtelt, oft auch zu feinem Muskovitgerüst oder -geschuppe umgewandelt.

Im Dünnschliff erscheint das Gestein durchaus hin deutlich geschiefert, nur die E. sind davon verschont oder selten aufgerissen. Der Hauptanteil des Gesteins, ehemals Grundmasse, jetzt Grundgewebe, wobei Krystalloblastese ziemlich weit fortgeschritten ist, besteht aus Quarz und Kalifeldspat mit nicht spärlichen, aber meist winzigsten Schüppchen von Sericit (alles erst bei st. V. auflösbar). Sericit liegt meist parallel der Sch.-E., doch auch die Quarz- und Feldspatkörnchen sind darnach gedehnt (1½ bis 3mal länger als breit) (siehe hiezu 12, p. 47).

Da der Dünnschliff schräg zur Sch.-E. und zur Streckung gelegt ist, treten bei diesem intensiv gestreckten Gestein in welligen oder sich durchschneidenden, auch auslassenden Sericitschüppchenzügen Drucksuturen sehr auffallend in Erscheinung, die besonders hervortretenden Verschiebungsbahnen im Gestein markierend (siehe hiezu Fig. 10).

Außerdem erkennt man noch ein anderes Strukturdetail, daß nämlich manchen Schliffanteilen (meist recht deutlich, mitunter auch scharf abgegrenzt) ein gröberes Korn eigen ist (0·1 *mm* etwa gegen 0·01 bis 0·05 sonst), so daß scheinbar selbständige Bröckelchen vorlagen, deren manches auch reicher an E. ist als sonst das Gestein. Es erinnert dies an Tuff oder brecciöses Eruptivum. Dennoch setzt Schieferung, auch Umkrystallisation in gleicher Art durchs Gesamtgestein durch.

Gesteine dieser Art trifft man gelegentlich auch anderwärts nahe den Kalkzügen vom Charakter des nördlichen Schuflickerkalkzuges und im südlichen Schieferbereich der Klammkalkmasse; auch viel weiter im W. So glaubt der Verfasser unter den Blöcken, die das Unwetter vor einigen Jahren ostsüdöstlich Kaprun aus den Bachrissen herabwälzte, ähnliches gesehen zu haben.

Konglomerate usw.

Die im Vorangegangenen beschriebenen Felsarten entstammen anstehenden Gesteinskörpern, deren Selbständigkeit im Gebirge mehr oder weniger deutlich erkennbar ist.

Bei den seinerzeitigen Übersichtsaufnahmen wurde nach Merkmalen in den sedimentären Schieferkomplexen gesucht, die eine eventuelle Gliederung ermöglichen könnten (4). Abgesehen von dem Auftreten von Grünschiefern, von Porphyroiden in manchen Schieferbereichen gelang es damals auch in gewissen Schichtkomplexen des Großarl- und Gasteintales Gerölle aufzufinden. In manchen Phyllitpaketen wurden

sogar sehr reichlich Gerölle gefunden, wenn auch nicht in weitgedehnten Horizonten. So trifft man sehr reichlich Konglomerate in den Sericit- und Quarzphylliten der Gegend Achornach (östlich Gamsberggut), besonders gut erschlossen am W-Hang des Bergriegels, der vom See-K. nach SO zieht, aber auch auf dem S-Berghang des Gebietes (Hochwald) an einem Wassergraben. Da wurden auf viele Meter weithin vorzüglich aufgeschlossen in einer Schiefersteilstufe angetroffen zahlreiche größere und kleinere, meist nuß- bis faustgroße Gerölle, mitunter nur wenig verdrückt, meist aber gemäß Schieferung und Streckung deutlich zweigespitzt bei im Vergleich zur Walzung des einhüllenden Phyllitmaterials nur geringfügiger Strukturänderung. Beispiele solcher Gerölle sind im folgenden beschrieben. Anderwärts wurden in dieser Gegend bis kopfgroße Gerölle gefunden. Zumeist sind die Gerölle deutlich geschiefert, nicht selten zu Stengeln gestreckt.

Stark verwalzt und mehrfach aufgeschlossen, so besonders in und nahe der Zimmerebenwand (grün-, rot-, weiß-, graufleckige Phyllite liefernd), sind Geröllhorizonte unter der großen Kalksteinantiklinale östlich von Lambach, die ihre Fortsetzung im Kitzstein hat (4).

Unter all diesen Geröllen wiegen die von sedimentärer Natur vor, z. B. lichte, vielfach aber auch grünlichschwarze bis blauschwarze, dunkelrote bis rotviolette Quarze (auch Kieselschiefer ähnliche), dann apfelgrüne, graue, rote, weiße auch andersgefärbte, seltener ganz dunkle Sericitschiefer und Quarzite, mitunter Kalke, endlich Gerölle von Porphyren, von Granit ähnlichen Gesteinen, von Diorit (selten), von Grünschiefern (4).

All die erwähnten Konglomerathorizonte liegen im Bereiche der auf der erwähnten geologischen Kartenskizze (5) vermerkten Sericitphyllite nahe den Klammkalken.

Im nahen Bereiche des typischen Radstädter Mesozoikums finden sie sich nicht in dieser Art (siehe jedoch die Quarzgerölle in den für Perm gehaltenen Quarziten). (4 p. [219] 25 und [214] 20.)

14. Ehemaliger Quarzporphyr (Orthoklas-, Quarzporphyroid).

Eines der Gerölle ist typischer ehemaliger Quarzporphyr; es hat sich als widerstandsfähiger Körper gegenüber den einschließenden, wie ein plastisches Material sich verhaltenden Phylliten erwiesen, daher ist die porphyrische Struktur vollkommen erhalten.

Bis 1 ½ *mm* große, gelegentlich korrodierte E. von Quarz sind mäßig kataklastisch (selten zu Mosaik verquetscht); Feldspat-E. (bis 2 *mm*) sind kaum verbogen. Letztere sind meist Orthoklas gewesen, manche sind es noch jetzt, manche zeigen zum Teil ausgezeichnet entwickelte Schachbrettalbitbildung, doch finden sich auch einige kleine Albit-E. (bis ½ *mm*). In einem etwa 2 *mm* großen Orthoklas-E. (fast $\perp \alpha$), in dem der Großteil noch Kalifeldspat mit gerader Auslöschung ist (opt. —), sieht man von Rissen (Zerreißungsflächen) aus typische Schachbrettalbitbildung fortschreiten (siehe hiezu Fig. 11). An dem einen oder andern Feldspat-E. ist — analog Streckungshöfen — Gekörnle von Quarzmosaik entwickelt, gern zusammen auch mit Carbonat, so für letzteres andeutend, daß es, wie im Gestein 8. und 11. gesagt, der An-Komponente des ehemaligen Plagioklases entstamme, denn der jetzige Plagioklas ist Albit ($\perp a$ 1...18°, 1'...16°). Auch sonst finden sich quarzreichere, etwas gröber körnelige Schliffanteile (wohl Zerreißungs- und Sekretionszonen entsprechend) im Gestein (Korngröße gern $^1/_5$ bis $^1/_{10}$ *mm*) zusammen mit Carbonat, während die Körnchengröße des Grundgewebes, das der ursprünglichen Grundmasse entspricht, meist viel kleiner ist.

Ursprünglicher Biotit ist noch gut kenntlich, meist ist er intensiv verfältelt (wobei die Auslöschungsrichtung mit der Fältelung geht) und ist ausgebleicht, zart grün pleochroitisch, gewöhnlich ohne Neukrystallisation und nur am Rande zerfasert und zerblättert. (In dieser Hinsicht also weniger intensiv umkrystallisiert als im Gestein 11.) Zum Teil ist Biotit aber auch neu mineralisiert und gelockert oder zu einem Netzwerk oder feinen Körnelschuppenwerk grünlichen Sericits geworden: Sericitschüppchen entstanden weiters auch sonst allgemein im Gestein. In zahlreichen winzigen (meist unter $^1/_{10}$ *mm*), gedrungen dicken Schüppchen bis Körnchen tritt als sehr eigenartige Bildung olivbrauner Biotit auf (kleines 2 V, $//\, c$ gelblich bis hellbraun, $\perp c$ tief dunkelolivgrün bis braun), in der Bildungsweise an Gestein 8. erinnernd, wo aber bereits Chloritisierung erfolgt ist. Endlich trifft man als sehr späte Bildung an in sehr dünnen, meist sehr kleinen Flitterchen (gelegentlich aber bis $^1/_5$ *mm*), mitunter auch in Rosetten den in Gestein 8. beschriebenen Biotit, $//\, c$ hell gelb, $\perp c$ tiefbraun; alle die genannten Glimmer sind auch in Streckungshöfen und in sekretionären Zonen gebildet, wie auch in Rissen und Sprüngen der E., wobei die braunen Biotitflitterchen auch äußerst dünn zwischen den Quarz- usw. -körnchen des Grundgewebemosaiks erscheinen können; damit

dokumentiert er sich auch hier als sehr späte Bildung (Cornelius). Ähnlich findet sich endlich auch Chlorit in Schüppchen oder Röllchen, wie auch in 7. geschildert.

Neugebildet erscheint weiter Titanit, gelegentlich Hämatit in feinsten Schüppchen, spärlich Epidot; Leukoxen sitzt am Rande von Fe-Erz, das (bis $^1/_5$ *mm*) selber, wiewohl fast undurchsichtig erscheinend, tiefbraun und schon umgewandelt ist. Es ist gelegentlich noch von Apatit durchspießt, der auch sonst mitunter nebst Zirkon anzutreffen ist.

Das Grundgewebe (die ehemalige Grundmasse) ist meist sehr feinkörnig und dann erst mit st. V. auflösbar, flasrig schiefrig, dort, wo Bewegungszonen dieselbe durchziehen, etwas deutlicher granoblastisch, denn die Umkrystallisation ist eine vollkommene: Quarz, Albit, Sericit, zweierlei Biotit, Chlorit, Carbonat. Der Glimmer ersetzt hiebei den ehemaligen Orthoklas der Grundmasse. In den Abstauräumen waltet Quarzgekörnle vor, doch auch ziemlich viel Carbonat, ferner die Glimmer.

Das Gestein ist sehr lehrreich und bemerkenswert durch die Art der Umkrystallisation, die Glimmerbildung; es klärt manche Verhältnisse in den vorangegangenen Gesteinen (z. B. jenen südwestlich Schuhflicker) genauer auf.

15. Eines der Gerölle erweckt den Eindruck eines Granits oder

Granitporphyrs,

da oft weithin körnige Struktur herrscht, indem die Quarze mitunter bis 3 *mm* hin, die Albite bis 2 *mm* hin als zusammengehörig kenntlich sind; denn wenn auch der Quarz stark kataklastisch ist, stellenweise zu Mörtel zerlöst, läßt doch das Gipsblättchen den ehemaligen Zusammenhang feststellen.

Die Albite, nach Ab-Gesetz verzwillingt, zeigen: nahe $\perp a$ 1...18°, 1'...19°; $\perp \alpha$ 1...17°, 1'...18°; $\perp \alpha$ 1...17°, 1'...19°. Mancher Albit ist typisch feinstruierter Schachbrettalbit und läßt auf ehemaligen Orthoklas schließen; an manchem bis 2 *mm* reichenden Albitkorn dagegen sind die Lamellen verbogen, zerborsten, außen und an Rißstellen mit Gemörtel; solcher Albit entstammt sicher ursprünglichem Plagioklas. In manchen Albiten sind winzigste Sericitschüppchen. Muskovit tritt sonst höchst spärlich in einigen verdrückten Schuppen auf, ebenso Chlorit mit feinsten Rutilnädelchen; gelegentlicher Zirkon zeigt Andeutung von Hofbildung. Höchst spärlich trifft man etwas Carbonat.

Stellenweise erinnert jedoch das Gestein an die Struktur der früher besprochenen Porphyroide.

16. Diabasporphyrit.

Eines der Gerölle ist Diabasporphyrit mit bis 1 *mm* großen porphyrischen Chlorituralitpseudomorphosen wie in Gestein (5, p. 55), mit (bei 1 *mm*) Plagioklasen, die zu Albit ($\perp \alpha$ 18°) geworden sind, und zahlreichen (½ *mm*) Ilmeniten, die zu Leukoxen umgewandelt sind.

Reichlich erscheint Epidot (bei $^1/_5$ *mm*), viele Kryställchen innen trübe, außen klarer, zonar, innen Fe-reicher, dann Fe-ärmer, schließlich wieder Fe-reicher, manchmal Fe-arm auch zum Schluß (siehe hiezu 5, p. 54, 74).

Feldspat hat oft auch zu Sericitbildung geführt.

17. Diabasporphyrit.

In einem andern solchen Geröll tritt die Faserhornblende in den Augitpseudomorphosen und sonst im Schliff fast ganz zurück; an ihrer statt ist Chlorit entwickelt. Ilmenit, zu Leukoxen geworden, und Epidot ist wie im vorigen Gestein, analog auch Albit.

Ganz allgemein sind die metamorphen Vorgänge in den Geröllen analog denen in den umhüllenden Schiefergesteinen und gleich denen in den Gesteinskörpern von gleicher Felsart, gleichgültig, ob Grünschiefer oder Porphyroid.

NB. Der von F. Trauth (siehe hiezu 1) besprochene Porphyroid nordwestlich Hüttau (also in hohem Niveau) zeigt im Dünnschliff bei 1½ *mm* große kataklastische Porphyrquarze, ferner zu Muskovit, Chlorit mit Rutil gewordene ehemalige Biotite, während sonst allgemeine Sericitbildung das Gestein beherrscht.

Die von H. P. Cornelius und E. Clar beschriebenen Porphyroide (18) stehen den vorbeschriebenen Porphyroiden wesentlich näher; Kalifeldspat wird nicht angegeben (p. 215).

Zusammenfassung.

Wie in der Arbeit über die Grünschiefer dieser Gegend gezeigt worden ist (5), daß diese verschiedenem Ursprungsmaterial entstammen, so gilt dies auch für die Porphyroide: als Ausgangsgesteine sind zu nennen Quarz-, Orthoklasporphyre, Feldspatporphyre, Quarzporphyrite (Dacite), Feldspatporphyrite (Andesite). Typische keratophyrische Gesteine sind

nach den Untersuchungen nicht das Substrat für unsere Porphyroide gewesen.

So wie bei den Grünschiefern der hier in Rede stehenden Gebietsanteile lassen sich auch bei den Porphyroiden des Gebietes gut trennen die Wirkungen intensiver dynamometamorpher Vorgänge von der meist späteren mehr statischen Umkrystallisation in diesen Gesteinen. Die letztere hat in vielen Fällen die kataklastischen Phänomene wie Verbiegungen bei Glimmern oder Feldspaten nicht oder nur mangelhaft auszuheilen vermocht, manchmal wieder ziemlich weitgehend.

Bei den Grünschiefern, insonderheit bei deren Augitumwandlungen, können verschiedene Stadien der Gesteinsumwandlung erhalten sein und es sind damit Aussagen über die Geschichte des Gesteins gegeben. In den vorliegenden krystallinen Schiefern sind nun auch verschiedene Entwicklungsstadien ablesbar: so erweist sich z. B. einmal der ehemalige E.-Orthoklas noch kaum verändert, oder er ist zum Teil zu Mikroklin geworden, ein andermal ist er anteilweise zu Schachbrettalbit geworden, wieder ein andermal ist die insgesamte Umwandlung des ehemaligen Kalifeldspat-E. zu Schachbrettalbit vollendet. Die Sericitbildung gibt in ihrem Ausmaß gleichfalls eine Direktive für den Grad der Gesteinsumwandlung. Ähnlich ist ehemaliger Biotit mitunter verbogen erhalten, wenn auch ausgebleicht oder chloritisiert, ein andermal ist er partiell oder auch ganz zu kleinen selbständigen Blättchen von Chlorit, Muskovit, gelegentlich auch Biotit ummineralisiert, eventuell unter Titanit-, Rutil-, Epidot-, Ilmenitbildung. Analoges gilt auch für Magnetit und Ilmenit, ersterer wird zu Epidot, letzterer zu Titanit aufgebraucht.

Der ehemalige Ca-Na-Feldspat ist immer vollendet albitisiert, meist mit Nebenbildung von Epidot, von Glimmer, Ca-Carbonat usw. (siehe hiezu auch 5).

Die ehemaligen Strukturen der behandelten, vorher genannten Gesteine sind oft noch vorzüglich erhalten oder doch gut kenntlich, die Grundmassen sind manchmal wenig, mitunter intensiv umkrystallisiert, also wechselnd kristalloblastisch. Die Krystallbegrenzung der E. ist oft vorzüglich erhalten, auch die primäre physikalisch-chemische Zonenfolge ist bei Kalifeldspat mitunter noch merkbar: denn so wie dies oft bei Alkalifeldspat-E. vorkommt, z. B. in Trachyten oder Lipariten der Euganeen: Kern Anorthoklas, außen Sanidin, oder daß in Sanidinen die Kerne Na-reicher als die Ränder sind, so ist auch hier mitunter bei scharfer äußerer Umgrenzung mancher

Feldspat-E. innen mit Albitspindeln oder Schachbrettalbit durchsetzt, während außen ein schmaler, aber gut abgegrenzter klarer Orthoklassaum zieht, der also am Außenrande die krystallographisch primäre Abgrenzung gegen die Grundmasse zeigt.

Eine Zonarpseudomorphosierung bei den Plagioklas-E., wie sie in so ausgezeichneter Ausbildung für manche Grünschiefer des Großglockners (9) oder der Gegend des Hohen Tenn[1] nachgewiesen worden ist, ist nicht sichtbar. (Diese Plagioklas-E. des Großglockners waren in Schlieren oder Gängen ausgeschieden.)

Bei den Beobachtungen der Faltungsvorgänge im Gebiete und auch beim Studium der vorliegenden Gesteinsdünnschliffe ergibt sich, daß, wie dies auch in den ersten Aufnahmsarbeiten in den Hohen Tauern immer wieder von dem Verfasser hervorgehoben wurde, in den Gesteinskomplexen selber wie im Einzeldünnschliff neben Faltung und speziell Deckfaltung mit Vorliebe Schuppenbildung und Aufblätterung bei Bildung zahlreicher Zerreißungsflächen parallel der Schieferung einsetzte, daß mitunter dann Gerölle oder E. mitausgewalzt wurden und daß dieser Dehnungs-, Walzungs-, Verschleifungsprozeß ein über weite Flächen greifendes Fortdrängen und über die Unterlage hinaus drängendes Deckenfließen zur Folge haben muß (siehe hiezu 4, p. 10 [204], p. 16, 17, 22) (13, p. 374, 393).

Wenn auch bei guter Kenntnis der einschlägigen Umstände der krystallinen Schieferbildung keineswegs immer ganz Sicheres über die Substanz- und Raumdistribuierung gesagt werden kann, so ist doch die Art der Mineralbildung bei der Metamorphose in dem Bereich der Kartenskizze Großarl-Gasteintal eine sehr gleichmäßige und ähnelt so auch bei den Porphyroiden der Art der Mineralbildung in den Grünschiefern (wenn vom Mengenverhältnis abgesehen wird), es zeigen sich also diese gleichen Gesetzmäßigkeiten in der Metamorphose als abhängig in erster Linie von der Lage im Gebirge, von der Drucktemperaturstufe. In den Grünschiefern spielt aber die Hornblende eine sehr wichtige Rolle, oft macht sie als schilfig stenglige Hornblende einen Großteil des Grünschiefers aus, während sie in den Porphyroiden in der Regel überhaupt fehlt.

Es empfiehlt sich daher auch nicht, von der Grünschieferfacies etwa bei Porphyroiden zu reden (denn bei manchem Quarz-Orthoklasporphyroid fehlt Hornblende und Epidot ganz oder nahezu): hier sagen die petrographischen Namen allein,

---

[1] Die von P. Cornelius angegebenen Vorkommnisse gleichen denen vom Großglockner (14) (siehe hiezu auch 18); porphyritische Gesteine dieser Art setzen mitunter scharf ab vom gewöhnlichen einsprenglingsfreien Grünschiefer.

richtig gebildet und angewendet, mehr und Sichereres über Stufengliederung und Mineralbestand aus.

Als Folge der Deckenbewegungen im Fels trifft man oft Häufung von Sericit längs Bewegungs-, Verschiebungsflächen im Dünnschliff oder auch Häufung von sekretionärem Quarz (eventuell auch etwas Albit, Sericit usw.) an Abstau- und Schubflächen: die Folge ist Paralleltextur; dadurch kann eine scheinbare Schichtstruktur vorgetäuscht werden, was auch mehrfach die richtige Deutung dieser Porphyroide verhindert hat.

Eine Folge der mechanischen Beanspruchung und dadurch erhöhten molekularen Beweglichkeit für Lösungen ist, daß die Hofbildung um radioaktive Substanzen (in erster Linie Zirkon) in Biotit und Chlorit verwischt ist oder schwindet (siehe hier 11, p. 616): der leichte molekulare Umsatz bedingt Heilung der Ungleichgewichtszustände, die sich sonst in Erhöhung oder Erniedrigung der Doppelbrechung, der Brechungsexponenten in Biotit und Chlorit ergeben, besonders in der Änderung des Pleochroismus usw. Nach der statischen Metamorphose aber ist noch zu wenig Zeit verflossen.

In chemischer Hinsicht und in gauverwandtschaftlicher Beziehung ergänzen die behandelten Porphyroide (respektive die rückerschlossenen Eruptiva) als salische Gesteine zu den femischen Grünschiefern (und wenn auch noch die Serpentingesteine der Draugstein- und Remsteinkogelgegend miteinbezogen werden) die Gesamtfolge der Alkalikalkreihe. Daß diese vorlag, dafür spricht der relative Reichtum an SiO_2, das Auftreten von Gesteinen von ehemalig dacitischem Charakter, endlich der Mangel an irgendwelchen Anzeichen von ehemaligen Alkalihornblenden und -pyroxenen.

Zur Bestätigung der Behauptung, die studierten Porphyroide entstammen Eruptiven, können auch noch die Gesetzmäßigkeiten der magmatischen Differenziation und Ausscheidungsfolge betont werden.

So wird vor allem die Ausscheidungsfolge sichtbar: bei den an SiO_2 reichsten Porphyroiden erscheint Quarz als frühe Krystallisation und also auch als primär eingeschlossen in den Orthoklas-E. Der Ca-Na-Feldspat setzt da verhältnismäßig spät nach dem Krystallisationsbeginn des Orthoklases ein. Umgekehrt ist die Krystallisationsfolge bei den dacitischen Typen, da geht der Beginn der Krystallisation für Plagioklas voraus.

Eine weitere differentielle Gesetzmäßigkeit ist das Auftreten von Zirkon in fast all diesen Gesteinen (entsprechend der hohen Si-Stufe) im Gegensatz zu den Grünschiefern, weiters der geringe Gehalt von erschließbaren Biotit-E. in den Quarz- und Orthoklas-E. reichen Porphyroiden gegenüber denen, in welchen diese E. an Menge und Größe zurücktreten oder schwinden im Verhältnis zu den ursprünglichen Plagioklas-E.; denn hier wächst eben die Menge von erschließbarem Biotit. In diesen letzteren Gesteinen pflegen auch zahlreichere und größere erschließbare Ilmenite (meist zum Teil zu Leukoxen geworden) aufzutreten; überhaupt pflegt in diesen Gesteinen die Titanitbildung allgemein zu sein, während sie in den Gesteinen mit hohem Si und Kalifeldspat meist sehr zurücktritt.

Die Menge des sekundär gebildeten Carbonats zeigt auch öfters (An-Komponente) auf die Stellung in der salfemischen Reihe hin, doch wirkt sich da die Möglichkeit von Infiltration, respektive umgekehrt auch Auslaugung störend aus. Besser deutet die Menge von Epidot in den beschriebenen Porphyroiden deren Stellung in der salfemischen Reihe an, doch ergibt sich eine Wechselkomplikation durch die Titanitbildung.

Bemerkenswert ist endlich in dieser Hinsicht der meist völlige Mangel an sekundärer Hornblende gegenüber den meisten Grünschiefern: dies besagt wohl, daß Augit oder Hornblende führende Porphyrite nicht als Substrat für die behandelten Porphyroide dienten; solche Gesteine würden sich näher finden den Felsarten 10, 15 in der Arbeit (5).

Daß in den beschriebenen Porphyroiden in erster Linie Eruptiva vorliegen, dafür spricht auch das aus den Gemengteilen schätzungsweise erschlossene Verhältnis der Oxyde. Es ist da keineswegs die bei sehr vielen klastischen Sedimenten bevorzugte Anreicherung von MgO gegen FeO, CaO merkbar, im Gegenteil tritt die Menge von MgO in unsern Porphyroiden auffallend zurück. Auch das Verhältnis von $K_2O : Na_2O$ ist jeweils gemäß der Stellung in der salfemischen Reihe ein für Eruptiva ganz normales, also nicht ein — wie z. B. bei Glimmerschiefern usw. — für Kali dominierendes.

Ein Tonerdeüberschuß müßte allerdings resultieren, weil überall bei der Neubildung von Muskovit aus Feldspat ein Teil der Alkalien weggeführt zu werden pflegt.

Schließlich möge noch gesagt werden, daß, wenn so zahlreiche primäre Feindetails in Grünschiefern und Porphyroiden erhalten und deutbar geblieben sind, für letztere beispielsweise die Zonarstruktur an Orthoklas, die Formen der Quarz- und

Feldspat-E., insbesondere die ganz zarten Strukturdetails in einem mikropegmatitischen Orthoklas- (mit Karlsbader Zwillingsbildung) Quarzaggregat, es dann auch gelingen wird, die nicht gar zu seltenen paläontologischen Reste in den Klammkalken (hieher auch Lärchenwandkalkzug, Kitzsteinantiklinalkalkmasse, wobei noch auf die große Ähnlichkeit mancher grauer bis weißer bis grünlicher Kalke und Bänderkalke am S-Ausgang der Großarlklamm samt Sericitphylliten mit jenen der Steinbrüche Halldorf in dem südwestlich St. Johann zum Hochglockner ziehenden Kalkzug hingewiesen sein mag) einwandfrei für deren Alter zu deuten.

Literatur.

1. F. Trauth, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. Teil. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 100. Bd., 1925. II. Teil, 101. Bd., 1927.

2. L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Ebenda, 98. Bd., 1922.

3. W Schmidt, Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Ebenda, 99. Bd., 1924.

4. M. Stark, Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Ebenda, Sitzungsber.., Bd. CXXI, Abt. I, 1912.

5. M. Stark, Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. Ebenda, Sitzungsber. Abt. IIa, 148. Bd., p. 41, 1939.

6. E. Braumüller, Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1939, Bd. XXX.

In diesen Arbeiten findet sich die einschlägige Literatur zitiert. Verwiesen wurde in der vorliegenden Studie speziell auch auf die Arbeiten:

7. M. Stark, Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVI, Heft 1 und 2.

8. M. Stark, Grünschiefer usw. [Porphyroide usw.] aus dem Großarl- und Gasteintal. Ebenda, XXVI, Heft 5 und 6.

9. M. Stark, Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockners und über Formermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. Zentrbl. f. Min. usw., 1930, Abt. A, p. 481.

10. M. Stark, Mitt. d. naturw. Vereins a. d. Univ. Wien, 1913, XI. Jahrg.

11. M. Stark, Pleochroitische (radioaktive) Höfe usw. Chemie der Erde, X. Bd., 1936, p. 566.

12. M. Stark, Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes. Lotos, Prag, Bd. 76, 1928.

13. M. Stark, Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. N. Jahrb. f. Min. usw., Blg., Bd. 61, Abt. A, 1930, p. 321.

14. H. P. Cornelius und E. Clar, Geologische Karte der Glocknergruppe, mit Erläuterungen. Wien 1935, Verh. d. geol. Bundesanstalt.

15. Th. Ohnesorge, Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann i. P. Verh. d. geol. Bundesanstalt, 1926.

16. J. Prey, Zur Frage des Auftretens der Dent-Blanche-Decke in der Sonnblickgruppe. Anz. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 75. Jahrg., 1936, Nr. 11.

17. B. Sander, Gefügekunde der Gesteine. Wien, 1930.

18. H. P. Cornelius und E. Clar, Geologie des Großglocknergebietes. 1. Teil. Abh. d. Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung (früher geol. Bundesanstalt), Bd. XXV, Heft 1, Wien, 1939.

Bilderklärungen.

Tafel I:

Fig. 1. Typisch porphyrische Struktur des ehemaligen Orthoklas-Quarzporphyrs 1. Mitten ein Quarz-E. mit Böhm'scher Streifung. Weiters Kalifeldspat-E., ein größerer rechts daneben, ein anderer rechts oben, zwei weitere solche oben, einer schräg unten, drei links am Bildrand. Vgr. 9mal (Vergrößerungen linear).

Fig. 2. Der gleiche Dünnschliff. Mitten ein krystallographisch noch gut begrenzter Orthoklas-E. $\perp \gamma$ mit eingewachsenem primärem (magmatisch ausgeschiedenem) Quarz. Die Fläche links oben entspricht 001, die linke untere 110. Rechts oben ein zweiter Orthoklas-E. Sch.-E. von rechts oben nach links unten. Vgr. 20mal.

Fig. 3. Der gleiche Dünnschliff. Granophyrische Verwachsung Orthoklas-Quarz. Links oben der Orthoklaskern (die eine Zwillingshälfte angenähert rechteckig, schwarz, die zweite nahezu gleich groß, rechts anschließend, grau). Unten rechts am Schliffrand, angenähert trapezförmig (schräg gestellt) ein zweiter Karlsbader Zwilling (die beiden Zwillingshälften aber im Bilde fast gleich dunkel). Beide Karlsbader Zwillinge sind dann mit Quarz granophyrisch fortgewachsen; ihr Gefüge blieb tektonisch erhalten. Vgr. 20mal.

Fig. 4. Orthoklas-Albit-Quarz-Porphyroid 4. — Rechts, sehr dunkel, ein Plagioklas-(jetzt Albit) E., eingewachsen in einem Orthoklas-E., der in einer Zerreißungskluft (von oben nach unten durch den E. ziehend) Gemörtel zeigt. Links Mitte oben (sehr dunkel) noch ein Orthoklas-E. Der krystallographisch gut begrenzte Plagioklas-E. zeigt zahlreiche Albitzwillingslamellen von links oben nach rechts unten (im Bilde wenig sichtbar). Alles in feinkörniger bis feinstkörniger Grundmasse. Vgr. 20mal.

Fig. 5. Gestein 11. Sch.-E. von links unten nach rechts oben. Der größte Teil der linken Hälfte des Gesichtsfeldes (im Gegensatz zum hellen Quarz-Feldspatgrundgewebe) einer Glimmerschwiele entsprechend (hervorgegangen aus ehemaligem Biotit), die zumeist aus Sericit und Chlorit besteht. Dem ehemaligen Biotit noch raumgittermäßig entsprechend sind gleichförmig getonte parallel der Sch.-E. ziehende (wenn auch verquetschte) Muskovitstreifen und -linsen. Zwischen diesen, oft quer oder schräg zur Sch.-E. gestellt und gestaucht Pakettchen winziger Chlorit- und Sericitblättchen. Vgr. 20mal.

Tafel II:

Fig. 6. Das gleiche Gestein. × Nikols.

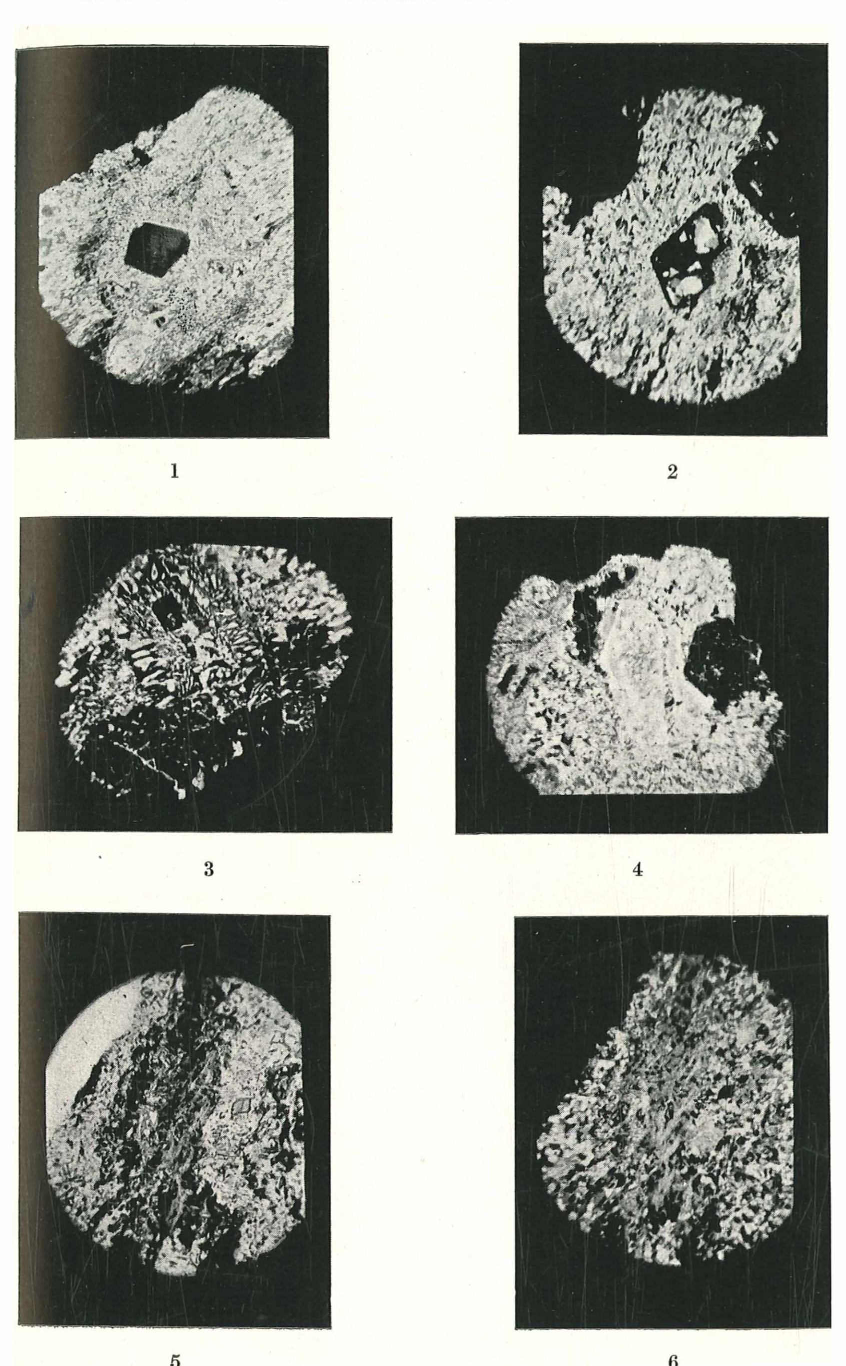
Fig. 7. Gestein 8. Rosetten und Gruppen spät gebildeten braunen Biotits. Vgr. 20mal.

Fig. 8. Gestein 12. Intensiv verknetete (ehemalige Biotite?) Muskovite, ohne Neurichtung der verbogenen Raumgitterlinien. In der Mitte (zur Hälfte schwarz) ein Einsprengling von Plagioklas (Albit), ebenso unten rechts am Rande (weiß). Nikols ×, Vgr. 9mal.

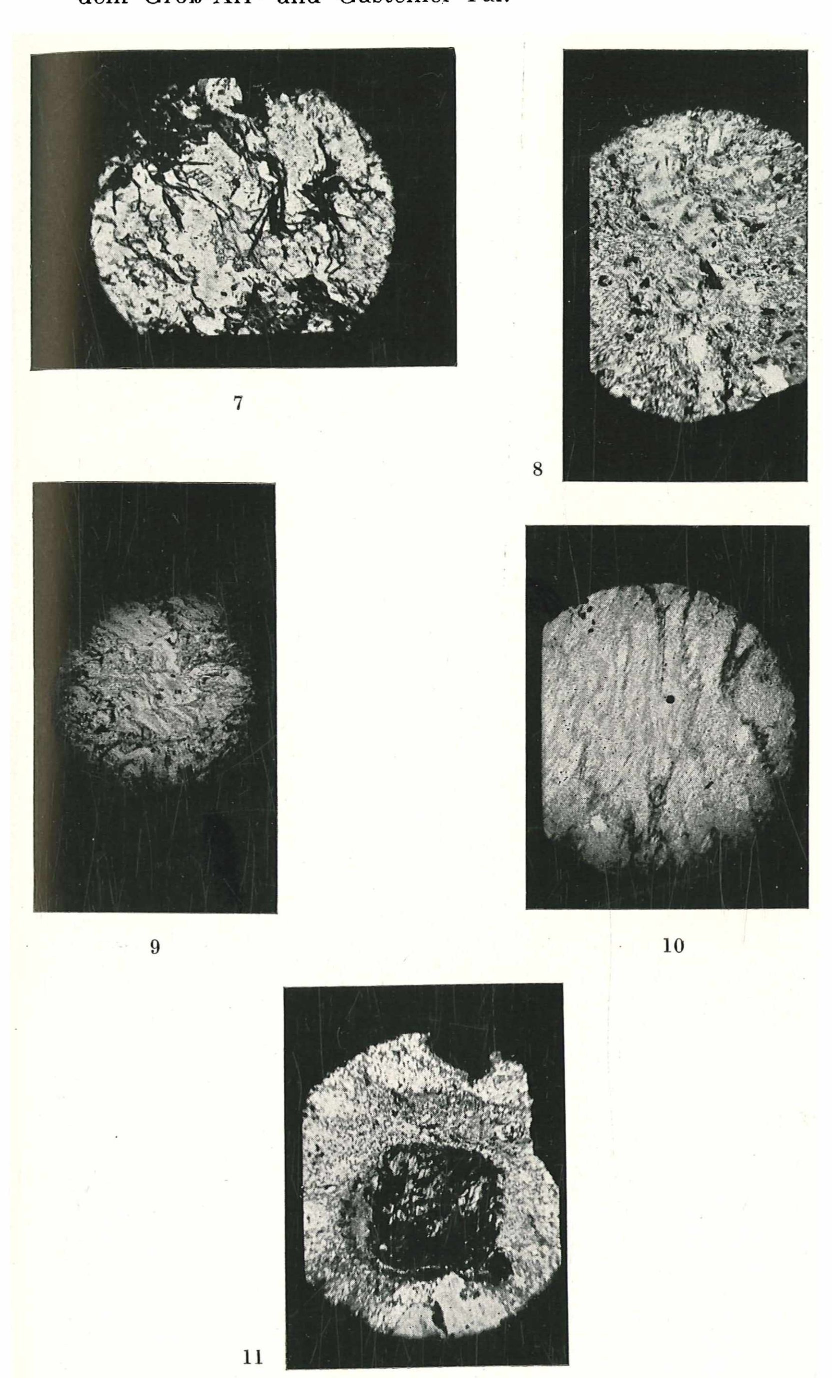
Fig. 9. Das gleiche Gestein. Nikols nicht ×.

Fig. 10. Gestein 13. Drucksuturen, bei enger Irisblende als dunklere Bänder erscheinend. Unten im Bild (hell) zwei kleine Orthoklas-E. Vgr. 9mal.

Fig. 11. Gestein 14. Sch.-E. nahezu links nach rechts. Orthoklas-E. mit Schachbrettalbitbildung. Unten ein zweiter Orthoklas-E. (hell). Vgr. 9mal. Nikols ×.



1 2 3 4 5 6



7

8

9

10

11